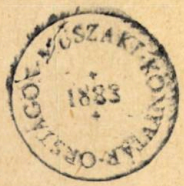
ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE
ȘI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ȘI GEOGRAFIE



STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

1

TOMUL VI

1961

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie, geofizică și geografie; GR. RĂILEANU, dir. adj. al Institutului de geologie, geofizică și geografie — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție.*

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VI, nr. 1 1961

SUMAR

Pag.

GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU şi AL. DINCĂ, Geologia regiunii cuprinse între valea Nerei şi Dunăre 7

DAN JIPA, Calcarenitele stratelor de Comarnic : curenţi, sedimentaţie, diageneză 27

L. CONTESCU şi N. MIHĂILESCU, Observaţii sedimentologice asupra depozitelor cretacicului superior din valea Dobriţei (bazinul văii Dîmboviţei) . 55

N. PANIN, Asupra unor urme organice şi mecanice din miocenul de la confluenţa Putnei cu Zăbala 63

E. LITEANU şi V. CONSTANTINESCU, Cercetări hidrogeologice în regiunea de cîmpie dintre rîul Teleajen şi valea Sărata 75

N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI şi FLORICA OROVEANU, Cercetări mineralogice şi geochimice asupra mineralizaţiei de la Săsar (reg. Baia-Mare) 101

M. SAVUL şi V. IANOVICI, Geochimia elementelor majore în rocile carbonatate din R.P.R. 121

N. PETRULIAN şi LIVIA STECLACI, Unele aspecte ale geochimiei nichelului în rocile ultrabazice serpentinizate din R.P.R. 135

V. IANOVICI şi D. GIUŞCĂ, Date noi asupra fundamentului cristalin al Podişului Moldovenesc şi Dobrogei 153

V. MANILICI, L. ROŞCA şi RODICA APOSTOLESCU, Contribuţii la studiul feldspaţilor plagioclazi ai rocilor efuzive din sectorul Baia-Sprie — Capnic—Bloaja (Baia-Mare) 161

ŞT. AIRINEI şi G. MURGEANU, Contribuţii geofizice la cunoaşterea structurii fundamentului curburii Carpaţilor Orientali 171

RADU BOTEZATU, TRAIAN BĂCIOIU şi JUSTIN ANDREI, Relaţiile dintre anomalia gravităţii şi structura geologică a Dobrogei de nord şi a regiunilor limitrofe din Moldova de sud şi Muntenia de est 185

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VI, no 1 1961

SOMMAIRE

Page

GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU et AL. DINCĂ, Géologie de la région comprise entre la vallée de la Nera et le Danube 7

DAN JIPA, Les calcarénites des Couches de Comarnic : courants, sédimentation, diagénèse 27

L. CONTESCU et N. MIHĂILESCU, Remarques sédimentologiques sur les dépôts néocrétacés de la vallée de Dobrița (bassin de la Dîmboviţa) . . 55

N. PANIN, Sur quelques traces mécaniques et organiques du miocène, au confluent de la Putna et de la Zăbala 63

E. LITEANU et V. CONSTANTINESCU, Recherches hydrogéologiques dans la plaine entre la rivière Teleajen et la Valea Sărata 75

N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI et FLORICA OROVEANU, Recherches minéralogiques et géochimiques sur la minéralisation de Săsar (région de Baia-Mare) 101

M. SAVUL et V. IANOVICI, Géochimie des éléments majeurs des roches carbonatées de la République Populaire Roumaine 121

N. PETRULIAN et LIVIA STECLACI, Quelques aspects de la géochimie du nickel dans les roches ultrabasiques serpentinisées de la République Populaire Roumaine 135

V. IANOVICI et D. GIUŞCĂ, Données sur le soubassement cristallin du plateau moldave et de la Dobrogea . . 153

V. MANILICI, L. ROŞCA et RODICA APOSTOLESCU, Contribution à l'étude des feldspaths plagioclases des roches effusives, du secteur Baia-Sprie — Capnic — Bloaja 161

ŞT. AIRINEI et G. MURGEANU, Données géophysiques sur la structure du soubassement de la courbure des Carpates orientales 171

RADU BOTEZATU, TRAIAN BĂCIOIU et JUSTIN ANDREI, Relations entre l'anomalie de la pesanteur et la structure géologique de la Dobrogea du nord et des régions limitrophes de la Moldavie méridionale et de la Valachie orientale 185

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VI, № 1 1961

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Г. РЭЙЛЯНУ, С. НЕСТЕСЯНУ и А. ДИНКЭ, Геология района, расположенного между долиной р. Нера и Дунаем 7

ДАН ЖИПА, Калкарениты слоев Комарник. Течения, отложения диагенезис 27

Л. КОНТЕСКУ и Н. МИХАЙЛЕСКУ, Седиментологические наблюдения верхнемеловых отложений в долине Добрица (бассейн р. Дымбовицы) 55

Н. ПАНИН, Несколько следов механического и органического происхождения в миоценовых отложениях, в зоне слияния рек Путны и Забалы 63

Е. ЛИТЯНУ и В. КОНСТАНТИНЕСКУ, Гидрогеологические исследования в низменном районе между ручьем Теляжен и долиной Сэрата 75

Н. ПЕТРУЛИАН, ЛИВИЯ СТЕКЛАЧ и ФЛОРИКА ОРОВЯНУ, Минералогическое и геохимическое исследование руд месторождения Сэсар (Район Бая-Маре) 101

М. САВУЛ и В. ЯНОВИЧ, Геохимия главных элементов карбонатных пород Румынской Народной Республики 121

Н. ПЕТРУЛИАН и ЛИВИЯ СТЕКЛАЧ, Некоторые особенности геохимии никеля ультраосновных серпентинизированных пород Румынской Народной Республики 135

В. ЯНОВИЧ и Д. ДЖУШКЭ, Новые данные о кристаллическом фундаменте Молдавского и Добруджского плоскогорий 153

В. МАНИЛИЧ, Л. РОШКА и РОДИКА АПОСТОЛЕСКУ, К изучению полевых шпатов — плагиоклазов эффузивных пород на участке Бая-Сприе — Капник — Блоажа 161

Ш. АИРИНЕЙ и Г. МУРДЖЯНУ, К геофизическому изучению структуры фундамента в зоне изгиба Восточных Карпат 171

РАДУ БОТЕЗАТУ, ТРАЯН БЭЧОЮ и ЖУСТИН АНДРЕЙ, Связь между гравитационной аномалией и геологической структурой Северной Добруджи и прилегающих участков Южной Молдовы и Восточной Мунтении 185

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

GEOLOGIA REGIUNII CUPRINSE ÎNTRE VALEA NEREI ȘI DUNĂRE

DE

GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și AL. DINCĂ

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 12 iulie 1960

I. INTRODUCERE

Regiunea care face obiectul acestei comunicări reprezintă o parte din zona Reșița—Moldova-Nouă. Ea este situată la extremitatea sudică a acestei zone fiind delimitată la nord de rîul Nera, iar la sud de Dunăre.

Din punct de vedere morfologic regiunea reprezintă partea sudică a munților calcaroși ai Banatului. În ansamblu privită, regiunea se prezintă ca un imens platou cu altitudini de 500—700 m în partea de nord și cu altitudini de 300—600 m în partea sudică. Acest platou reprezintă rămășițele dintr-o veche platformă de eroziune — astăzi bineînțeles fragmentată de apele care și-au săpat văi adînci — cu pereți abrupți. Dunărea este cursul de apă cel mai important care traversează zona între Coronini și Luborajdia. Ea formează aici impresionante chei care rivalizează cu cele de la Cazane. Valea Nera traversează zona între Șopotul-Nou și Sasca-Romînă, formînd și ea chei importante, însă foarte sălbatice și fără căi de acces. Cursurile mai mici cum sînt: Radimna, Radimnuța, Cremenița, Valea Mare, Șușara, ogașul Haimelug și altele, își au obîrșia în zona platoului calcaros, de unde cursurile de apă radiază spre Cîmpia Panonică, spre Dunăre sau spre Nera. Izbucurile, dolinele și poljele vin și întregesc peisajul geomorfologic al regiunii.

★

Cercetările privitoare la formațiunile dintre valea Nerei și Dunăre sînt destul de sporadice. Printre primele lucrări cu caracter de ansamblu în cadrul zonei Reșița—Moldova-Nouă este de menționat aceea a lui J. Kudernatsch (5). În această lucrare se găsesc primele informații

asupra stratigrafiei acestei regiuni, separîndu-se: carboniferul, permianul, triasicul, jurasicul şi cretacicul. De remarcat este faptul că autorul include impropriu în baza triasicului, gresiile roşii ale permianului şi deasupra o parte din depozitele liasice.

J. Halaváts (3) se ocupă în mod special de depozitele neogene şi menţionează prezenţa sarmaţianului şi a ponţianului în împrejurimile localităţilor Moldova-Nouă şi Coronini.

J. Böckh (1) studiază amănunţit triasicul de la Sasca şi aduce o deosebită contribuţie prin orizontarea acestei formaţiuni şi prin descrierea faunei pe care o conţine.

Z. Schreter (8) aduce o contribuţie deosebită la sintetizarea datelor geologice, întocmind prima hartă tectonică a zonei Reşiţa—Moldova-Nouă.

J. Halaváts şi Z. Schreter (4) prezintă în lucrarea lor date referitoare la localităţile Sasca şi Moldova-Nouă şi fac o orizontare mai amănunţită a depozitelor sedimentare din această parte a regiunii. Astfel, menţionează cenomanianul din partea de sud-est a comunei Cărbunari şi pun la punct stratigrafia triasicului pe baza faunelor determinate de J. Böckh.

Al. Codarcea (2), în lucrarea sa de sinteză privind Banatul şi Platoul Mehedinţi, aduce contribuţii noi la separarea jurasicului de cretacic şi la tectonica regională.

Gr. Răileanu, S. Năstăseanu şi V. Mutihac (7) aduc date noi cu privire la stratigrafia părţii de nord a zonei Reşiţa — Moldova-Nouă, date care de altfel constituie la ora actuală jaloane în orizontarea formaţiunilor din această zonă.

V. Mutihac (6) prezintă date noi în ceea ce priveşte prezenţa berriasianului în zona dintre văile Minişului şi Nerei.

Gr. Răileanu, S. Năstăseanu, C. şi Al. Boldur şi Al. Dincă[1]), într-o serie de rapoarte şi comunicări, în cadrul Comitetului geologic, contribuie la cunoaşterea mai detaliată a stratigrafiei şi tectonicii regiunii.

II. CONSIDERAŢII DE ORDIN STRATIGRAFIC

Formaţiunile care intră în componenţa acestei regiuni sînt reprezentate prin şisturi cristaline, roci eruptive şi sedimentare. Primele două categorii de roci, cu excepţia banatitelor, constituie marginile şi fundamentul regiunii, iar rocile sedimentare şi banatitele formează zona propriu-zisă.

[1]) Gr. Răileanu şi S. Năstăseanu, *Raport geologic, regiunea Cărbunari — Sasca*, Arh. Com. geol., 1956.

S. Năstăseanu, *Raport geologic definitiv, zona Reşiţa — Moldova-Nouă*, Arh. Com. geol., 1956.

S. Năstăseanu şi Al. Dincă, *Raport geologic definitiv, privind prospecţiunile de cărbuni din zona Reşiţa — Moldova-Nouă*, Arh. Com. geol., 1958.

C. şi Al. Boldur, *Cercetări geologice în regiunea Reşiţa — Doman — Secul*, Comunicare, Com. geol., 1959 (manuscris).

1. ȘISTURILE CRISTALINE ȘI ERUPTIVUL VECHI

Pe cele două flancuri, de vest și de est, ale regiunii studiate se găsesc roci metamorfice reprezentate prin șisturi cristaline. Pe rama vestică, între valea Nerei la nord și a Dunării la sud, ele sînt reprezentate prin micașisturi, filite sau cuarțite, care în literatură (2) sînt cuprinse în seria de șisturi cristaline de tip Locva. Ele iau contact cu sedimentarul în lungul liniei tectonice Oravița — Sasca — Moldova-Nouă, continuîndu-se la sud de Dunăre, unde sînt cuprinse în „unitatea de Morava".

Șisturile cristaline de pe rama estică a zonei au o dezvoltare mai restrînsă în sud, aflorînd cu totul local în cursul superior al văii Tisa, iar în nord formează o fîșie care începe de la obîrșia ogașului Govîjdia Roșie și se continuă spre nord de Nera. Ca aspect litologic se pot încadra în cristalinul de tip Miniș (micașisturi, filite, amfibolite, cuarțite etc.).

Granodioritele formează, în bună parte, fundamentul estic al regiunii. Ele sînt cuprinse în complexul cristalin de Miniș și fac parte integrantă din granodioritul de Sichevița.

Spre deosebire de rama vestică, unde contactul dintre cristalin și sedimentar este tectonic, seria de Miniș și granodioritele suportă discordant depozitele sedimentare (fig. 3 și 4).

2. SEDIMENTARUL

Învelișul sedimentar din regiunea cuprinsă între valea Nerei și a Dunării aparține mai multor cicluri de sedimentare care au evoluat în zona Reșița — Moldova-Nouă. Fazele îndelungate de gliptogeneză dintre unele cicluri, tectonica complicată, la care se mai adaugă și faptul că întreaga zonă prezintă o afundare spre sud, fac dificilă prezentarea unei imagini mai clare asupra amplorii dezvoltării formațiunilor care aparțin ciclului respectiv sau chiar a delimitării ciclului. Ținînd seama însă de succesiunea stratigrafică a depozitelor din centrul zonei de sedimentare (2), precum și a corespondenței acesteia cu cea de la sud de Dunăre, din zona Rîtani-Kuciai, delimitarea acestor cicluri se face cu mai multă ușurință (fig. 3, 4 și 5).

a. CICLUL PALEOZOIC SUPERIOR

Ciclului paleozoic îi aparțin depozitele carbonifer superioare și permiene. În regiunile de care ne ocupăm aceste depozite nu apar la suprafață. Dezvoltarea lor mare spre extremitatea nordică a zonei Reșița — Moldova-Nouă între Nera și Lupac, ca și spre sud în zona Rîtani-Kuciai, ne face să credem că ciclul paleozoic, care a început cu stephanianul și s-a încheiat cu saxonianul, a fost bine reprezentat și în fundamentul regiunii dintre văile Nerei și Dunării.

Faza de gliptogeneză din permianul superior şi din triasicul superior a înlăturat, în bună parte, depozitele acestui ciclu de sedimentare, motiv pentru care în fundamentul regiunii ele se găsesc dezvoltate în mod inegal şi cu grosimi diferite.

b. CICLUL TRIASIC

În această parte a zonei Reşiţa — Moldova-Nouă este, pînă la ora actuală, singurul loc unde avem dovezi sigure asupra existenţei triasicului în Carpaţii Meridionali, dar şi aici aflorează destul de sporadic. Depozitele triasice sînt foarte tectonizate în lungul unor puternice linii de dislocaţie.

Laminarea depozitelor face ca orizontarea lor să fie destul de anevoioasă, totuşi se poate separa — între Sasca şi Moldova-Nouă — o fîşie mai mult sau mai puţin continuă. La Sasca-Montană aceste depozite formează un sinclinal strîns cutat şi tectonizat în care totuşi am putut stabili următoarele orizonturi:

Orizontul conglomeratic. În baza formaţiunilor triasice se dezvoltă, mai ales la Sasca-Romînă, un orizont reprezentat prin conglomerate cuarţitice în care elementele de cuarţ alb, bine rulate, predomină. Aceste conglomerate atribuite de cercetătorii anteriori (1), (4) şi (2) permianului, seamănă pînă la identitate cu conglomeratele werfeniene din nord-estul Munţilor Apuseni (Munţii Pădurea Craiului şi ai Bihorului). Raporturile lor cu fundamentul sînt foarte greu de stabilit, dar prin faptul că în toată zona în permian nu se găsesc asemenea conglomerate şi mai ales cum la sud de Dunăre, Zdrela, ele stau peste gresiile roşii permiene şi suportă, ca şi la Sasca, calcare dolomitice, considerăm (ca şi în lucrările anterioare [1]), că ele aparţin werfenianului inferior. Grosimea acestui orizont este greu de precizat; la Sasca-Romînă pare să atingă 100 m, pe cînd la Sasca-Montană este strîns cutat şi puternic tectonizat avînd grosimi reduse de ordinul a cîtorva metri. Spre sud conglomeratele werfeniene se pot urmări discontinuu pînă în valea Radimnuţa; de aici mai apar la Moldova-Nouă, pe valea Baronului şi ogaşul Apele Albe.

Orizontul calcarelor dolomitice. Pe valea Şuşara, la extremitatea vestică a satului Sasca-Montană, peste conglomeratele cuarţitice, urmează un orizont dolomitic. El este reprezentat prin calcare dolomitice de culoare vînătă-roz sau cenuşie. Dolomitele sînt stratificate în bancuri cu grosimi variabile cuprinse între 0,20 şi 2 m, prezentînd cîteodată intercalaţii mai şistoase şi cu un caracter mai grezos. Grosimea acestui orizont se poate aprecia la circa 50 m. Din acest orizont Z. Schreter (4) citează pe:

Spiriferia fragilis Schloth.
Spiriferia trigonella Schloth.
Encrinus (*Dadocrinus*) sp.
Rhynchonella sp.
Chemnitzia sp.

[1]) Gr. Răileanu, *op. cit.*
S. Năstăseanu şi Al. Dincă, *Raport geologic asupra regiunii dintre valea Nerei şi Dunăre*, Arh. Com. geol., 1959.

Pe baza acestor forme calcarele dolomitice au fost atribuite anisianului. Prin poziția lor — asemănătoare cu a dolomitelor inferioare din Munții Pădurea Craiului și Bihorului, ca și cu a celor de la Zdrela (R.P.F. Iugoslavia) — nu ar fi exclus să aparțină în parte și werfenianului superior.

Peste calcarele dolomitice urmează un pachet de calcare negricioase în spărtura proaspătă, vineții cînd sînt alterate cu numeroase diaclaze de calcit și ușor bituminoase. Acestea amintesc de calcarele de tip Gutenstein. Din ele J. Böckh (1) și Z. Schreter (4) citează o faună destul de bogată :

Ceratites sascanus Böckh
Ceratites semseyi Böckh
Ceratites isterensis Schreter
Ptychites acutus Mojs.
Meekoceras böckhi Schreter
Daonella paucicostata Tornq. etc.

Ținem să menționăm cu această ocazie că și noi am recoltat o faună destul de bogată, dar care va fi prezentată într-o altă comunicare. După formele indicate de autorii menționați (1), (4), aceste calcare reprezintă anisianul.

Orizontul calcarelor albe. La partea cea mai superioară a depozitelor triasice se găsesc calcare albe, dure, compacte, uneori cu aspect cornos, amintind de calcarele albe cornoase din Munții Pădurea Craiului și ai Bihorului. Ele ar putea să aparțină ladinianului.

Orizonturile calcaroase au o dezvoltare mai completă în sinclinalul de la Sasca-Montană, iar spre sud se laminează și dispar. La sud de Tîlva Samuelii, calcarele negre și dolomitice mai apar la Moldova-Nouă.

Cu aceste calcare se încheie ciclul triasic.

c. CICLUL JURASIC—CRETACIC

Cu începutul jurasicului se instalează în regiune un nou ciclu de sedimentare care durează pînă la sfîrșitul cretacicului inferior.

Jurasicul

Între valea Nerei și a Dunării se găsesc reprezentate toate subdiviziunile jurasicului. Prin faptul că din punct de vedere tectonic zona se afundă, spre sud de Nera, aceste depozite nu mai au aceeași dezvoltare largă ca în nord.

Liasicul

Aparițiile destul de sporadice ale liasicului în această regiune nu permit o orizontare concludentă, totuși bazați pe succesiunea stratigrafică care a fost făcută (7) în regiunea Anina—Doman s-au putut identifica și aici subdiviziunile liasicului.

Liasicul inferior este transgresiv şi discordant peste formaţiunile mai vechi. El este reprezentat prin conglomerate şi gresii silicioase de culoare albă, uneori cu aspect arcozian. Între acestea se găsesc local şi intercalaţii de argile negricioase şi lentile de cărbuni. Depozitele liasicului inferior se întîlnesc destul de sporadic pe valea Nerei, de unde se continuă spre sud sub formă de fîşii în lungul a două linii tectonice importante. Ele mai apar pe Ogaşul Rău de la Padina Matei şi la est de valea Ali Beg.

Liasicul mediu este reprezentat prin şisturi negre bituminoase care conţin sferosiderite, ce aflorează pe Ogaşul Rău.

Faptul că şi aici, ca şi în nordul zonei, liasicul prezintă aceleaşi caractere, dovedeşte încă o dată că jurasicul se instalează în regiune începînd cu un facies de tip Gresten. Scufundarea treptată a regiunii permite instalarea în liasicul mijlociu a unui mediu de tip euxinic.

Liasic superior — dogger-callovian inferior (stratele de Valea-Morii). Începînd cu liasicul superior în zona Reşiţa—Moldova-Nouă se realizează condiţiile unei mări deschise. Cu acest moment se instalează condiţiile batimetrice pentru formarea unui complex marnos, cu o faună bogată în moluşte. Aceste condiţii au început din toarcian şi s-au continuat pînă în callovianul mediu, fapt care ne-a determinat (7) să descriem acest complex sub denumirea de stratele de Valea-Morii. Condiţiile tectonice, şi în special caracterul transgresiv al calcarelor urgoniene, au determinat apariţia la zi a acestor depozite în sectoare foarte limitate. În general stratele de Valea-Morii apar în punctele în care se cunoaşte şi liasicul inferior sau mediu.

Din cercetările întreprinse în centrul şi în partea de nord a zonei Reşiţa, S. Năstăseanu a ajuns la concluzia că doggerul de la Anina se prezintă sub un facies marnos, pe cînd cel de pe ramele estică şi vestică ale bazinului este reprezentat printr-un facies grezo-calcaros.

În lucrările mai recente (6), (7), datorită folosirii unor elemente paleontologice neverificate suficient pe teren (citate de F. Schafazik într-o serie de rapoarte) s-a ajuns la concluzia că seria grezo-calcaroasă fosiliferă, care stă direct pe conglomeratele liasice, pe rama estică, sau pe gresiile permiene, pe rama vestică, ar reprezenta liasicul în facies marin. În realitate aceste depozite aparţin doggerului în facies marginal care este transgresiv.

Cu începutul doggerului marea devine din ce în ce mai adîncă în partea centrală a zonei unde sînt depuse formaţiuni marnoase. Pe marginile zonei marea cîştigă noi teritorii, aici condiţiile batimetrice au permis instalarea unui facies grezo-calcaros în condiţiile unui mediu epicontinental.

Doggerul, sub facies marginal, este reprezentat prin gresii calcaroase, vineţii şi conglomerate mărunte cu remanieri din granitul de Sicheviţa. La sud de Gîrnic aceste depozite conţin resturi de belemniţi, de *Entolium* şi numeroase entroce de crinoizi şi spiculi de echinide, în care caz gresiile devin spatice (doggerul sub acelaşi facies apare şi la vest de Tîlva Cerbului şi pe valea Radimnuţei).

Deoarece în regiunea de care ne ocupăm doggerul este marnos, iar faciesul marginal este puțin reprezentat, discuțiile în legătură cu aceste variații de faciesuri vor fi făcute în cadrul altei comunicări.

De reținut este faptul că, indiferent de faciesul sub care este reprezentat doggerul, el este bine dezvoltat în toată zona și nu poate fi vorba de o lacună de sedimentare, cum a încercat să demonstreze V. Mutihac (6). De altfel și C. și Al. Boldur[1]), într-o lucrare recentă, arată că și la Secul, doggerul este reprezentat prin aceleași două faciesuri cunoscute în restul zonei. Din lucrările mai vechi ale lui Roth Telegd, se cunoaște doggerul grezos de la Gradațul-Mare, de unde acest autor citează și o faună destul de bogată în lamellibranhiate.

Malmul

Cu cît ne urcăm în scara stratigrafică cu atît formațiunile aflorează pe suprafețe din ce în ce mai întinse.

Callovianul din regiunea cercetată este reprezentat prin calcare ușor grezoase, de culoare cenușie-gălbuie, cu accidente silicioase cu aspect rugos. Ele sînt asemănătoare întru totul cu calcarele de Gumpina, citate din regiunea Anina (7). Prin faptul că acestea se situează deasupra nivelului cu *Macrocephalites macrocephalus* și suportă marnele de Tămașa cu *Euaspidoceras perarmatum*, ocupă aceeași poziție stratigrafică cu calcarele de Gumpina astfel că paralelizarea cu acestea din urmă este în afară de orice îndoială. Grosimea acestui orizont calcaros atinge circa 200 m. Resturile faunistice sînt cu totul sporadice, totuși au fost identificați (7) pecteni și a fost semnalată (6) prezența lui *Reinickeia anceps*.

Oxfordianul este alcătuit din marne și marno-calcare grezoase de culoare cenușie închis. Uneori ele sînt șistoase și se desfac în plăci, alteori sînt mai calcaroase prezentîndu-se în acest caz sub aspectul de bancuri bine stratificate. Ele conțin resturi de belemniți mari și ammoniți din care, printre alte forme, se citează (7) *Euaspidocerus perarmatum*. După caracterele litologice și faunistice acest orizont marnos este corespondentul stratelor de Tămașa din regiunea Anina. Acolo unde au o dezvoltare normală grosimea lor atinge 100 m.

Lusitanianul și kimmeridgianul inferior. În literatura recentă lusitanianul este inclus la oxfordian. În zona Reșița, deci și între valea Nerei și a Dunării, lusitanianul se poate separa ca identitate litologică și separarea lui se impune cu atît mai mult, cu cît în complexul respectiv este prezent și kimmeridgianul inferior. Aceasta ne obligă să-l separăm de oxfordian. Lusitanianul și kimmeridgianul inferior sînt reprezentate prin calcare fine, gălbui sau ușor cenușii, stratificate în bancuri decimetrice. Caracteristice pentru acestea sînt accidentele silicioase stratiforme. Acest pachet de strate, cu o grosime pînă la 250 m, poate fi echivalat întru totul cu calcarele de valea Aninei, citate la nord de localitatea cu același nume (7). Caracterul morfologic al accidentelor silicioase din formațiunile

[1]) C. și Al. Boldur, *op. cit.*

descrise pînă aici, şi acelea care urmează, a fost atent studiat de noi, deoarece în zona de contact a granodioritelor, unde formaţiunile sînt intens metamorfozate, accidentele silicioase rămîn singurele criterii, care de altfel s-au dovedit valabile, pentru identificarea diferitelor orizonturi de calcar.

Kimmeridgian superior-tithonian inferior. Peste calcarele de valea Aninei, urmează, acolo unde succesiunea este normală, calcare fine noduloase, de culoare vînătă sau uşor gălbuie, stratificate în bancuri decimetrice. Caracterul nodulos al acestora face ca ele să fie uşor recunoscute în regiunile tectonizate sau în zona de contact a banatitelor. Acestea prezintă rareori accidente silicioase sferoidale sau elipsoidale, în general cu diametru redus. Acest orizont este identic calcarelor de Brădet din regiunea Anina.

În aceste calcare s-au putut identifica, de altfel destul de sporadic, aptiçhi şi ammoniţi — dintre care *Perisphinctes columbynus* Rein, *Perisphinctes contiguus* Cat., *Punctaptychus punctatus* Voltz., *Lamellapthychus beyrichi* Opp., *L. lamellosus* Münst. etc.

Într-o lucrare recentă (6) o bună parte din calcarele de Brădet, nivelul cu *Aspidoceras achanticum*, a fost atribuită, în mod eronat, portlandianului. Malmul cu aspectul prezentat mai sus este mai bine dezvoltat în partea de nord-est a regiunii, formînd două fîşii dirijate aproximativ nord-sud, una pe flancul estic al sinclinalului Cărbunari şi alta pe flancul estic al sinclinalului Cracul Şoimului. Spre sud de obîrşia Radimnei ele apar de la Padina Matei (tectonizate de un sistem de falii longitudinale) pînă la Dunăre.

Pe flancul estic al zonei, formaţiunile jurasicului superior sînt intens tectonizate şi pe alocuri metamorfozate de granodiorite. Totuşi chiar de la Sasca-Montană se poate urmări o fîşie ce trece pe la Tîlva Cerbului, valea Radimnuţii pînă la Radimna. De aici spre sud se pot identifica cu greu în calcarele marmoreene ale aureolei de contact. Ele mai apar în Valea Mare de unde se continuă pînă la Coronini pe Dunăre. Această fîşie de jurasic ia contact tectonic la vest cu depozitele triasice sau cu cristalinul, iar la est, în cea mai largă măsură, suportă normal depozitele cretacice.

Cretacic

Peste calcarele de Brădet urmează un orizont de asemenea calcaros. Acesta a fost descris în regiunea Anina (7) sub numele de calcarele de Marila. El este reprezentat prin calcare albe, fine, cu aspect sublitografic, cu accidente silicioase elipsoidale, care sînt stratificate în bancuri decimetrice, atingînd o grosime totală de circa 300 m. Adesea la partea lor superioară prezintă intercalaţii uşor marnoase.

În calcarele sublitografice, în secţiuni subţiri, se observă *Calpionella alpina* şi *Tintinopsela carpatica*. La partea superioară a acestor calcare a fost identificat (6), la nord de valea Nerei (la Ciclova), un nivel cu :

Berriasella grandis Mazenot
Berriasella latecostata Kil.
Berriasella cf. *boissieri* Pict. etc.

Aceste forme demonstrează neîndoios prezența, în calcarele de Marila, a berriasianului. Faptul că aceste forme au fost găsite (la Ciclova) la partea cu totul superioară a calcarelor litografice, adică acolo unde încep să prezinte intercalații de marne (deci trecerea spre cretacicul propriu-zis) ne întărește convingerea că o bună parte a calcarelor litografice reprezintă tithonianul superior.

În lucrarea privind cercetările efectuate la sud de valea Minișului V. Mutihac (6) necunoscînd fauna calcarelor de Brădet decît din literatura veche și negînd valoarea stratigrafică, pe de o parte, a lui *Aspidoceras achanticum* și, pe de altă parte, a calpionelidelor a ajuns, cum era și firesc, la concluzii cu totul eronate. Pe considerentele arătate autorul menționat (6) atribuie în mod greșit calcarele de Brădet tithonianului și calcarele de Marila, cu grosimea lor de 300 m, berriasianului. O analiză amănunțită a faunei din calcarele de Brădet duce la concluzia că nu sînt prezente decît forme de kimmeridgian superior — tithonian inferior. Tithonianul superior nu este cuprins în complexul calcarelor de Brădet, cum a considerat V. Mutihac (6), ci în masa calcarelor de Marila, așa cum de altfel fusese arătat într-o lucrare mai veche (7).

Limita cartografică între tithonian și berriasian este, pe considerentele care s-au desprins din cele arătate mai sus, greu de trasat. Un fapt este cert, și anume că limita paleontologică se plasează undeva în cuprinsul calcarelor de Marila. Cum această limită este greu de trasat pe teren și cum calcarele de Marila reprezintă un orizont bine individualizat litologic a fost separat cartografic și considerat ca reprezentînd trecerea de la jurasic la cretacic.

Valanginian-hauterivian. La partea superioară a calcarelor de Marila se intercalează frecvent marne trecîndu-se gradat la un orizont marnos, asemănător cu marnele de Crivina din regiunea Anina (7). Acest orizont este reprezentat între valea Nerei și Dunăre prin marne vinete, uneori șistoase. Pe Radimna, pe Dunăre și în amunte de valea Ali Beg, marnele prezintă frecvente intercalații de bancuri decimetrice de calcare, îmbrăcînd astfel un facies ceva mai calcaros. Judecînd după profilul de pe Radimna grosimea acestui orizont atinge 100 m. Marnele de tipul celor de Crivina mai apar pe flancul estic al sinclinalului Cărbunari și al sinclinalului Cracul Șoimului, unde se pot urmări ca două fîșii paralele, pe alocuri laminate, din valea Nerei pînă la Dunăre. Pe flancul vestic al zonei ele formează umplutura sinclinalului Tîlva Cerbului, putîndu-se urmări între Sasca și valea Moldoviței. La Glava (sud de valea Minișului) din aceste marne se citează (6) în special ammoniți ca : *Neocomites neocomiensis* d'Orb., *Thurmania* (*Kilianella*) cf. *lucensis* Sow., *Holcostephanus* (*Valanginites*) *bachelardi* Say. etc., forme care indică vîrsta valanginian-hauteriviană.

Barremian-apțian inferior. În partea axială a regiunii, peste marnele de Crivina, urmează un puternic orizont calcaros, denumit (7) calcare de Plopa. El este alcătuit la bază din calcare albe-cenușii, stratificate în bancuri groase de ordinul 1—2 m care au caracteristic accidente silicioase sferice, ce ating pînă la 10—15 cm în diametru. Se trece apoi la un calcar masiv, de culoare albă sau vineție, recifal. Aceste calcare cu

o grosime considerabilă, pînă la 500 m, conțin tucasii, corali și alge calcaroase. După poziția lor stratigrafică și după prezența formelor de mai sus, aparțin cu siguranță urgonianului (barremian-apțian inferior). Calcarele urgoniene au o mare răspîndire în regiune. Ele formează, în cea mai largă măsură, umplutura sinclinalului Cărbunari, a sinclinalului Cracul Șoimului și îmbracă anticlinalul Șușara. Pe marginea estică a regiunii ele trec mult peste fundamentul cristalin sau peste granodioritul de Sichevița, formînd platoul de la Gîrnic, sau petice izolate de calcare între Culmea Bolboci și Dunăre.

Urgonianul, în comparație cu celelalte formațiuni, reprezintă un moment mai important în evoluția zonei Reșița. El are un caracter net transgresiv luînd contact pe marginile zonei cu formațiuni mai vechi jurasice, triasice, paleozoice sau ajungînd departe peste fundamentul cristalin. De altfel același caracter îl are urgonianul în toți Carpații Meridionali, acolo unde apare, ca și în alte regiuni din Europa (Crimeea, (U.R.S.S.), Villany (R.P.U.), R.P.F. Iugoslavia—Serbia Orientală etc.).

Din raporturile stratigrafice ale urgonianului de pe rama de est a regiunii, cu formațiunile jurasice, lasă impresia că el maschează structuri mai vechi, fapt ce ne face să credem că înaintea barremianului mișcările infracretacice s-au manifestat și aici, la fel ca în regiunea Mecek din R.P. Ungară sau în Crimeea.

Apțianul superior. Ciclul de sedimentare jurasic-cretacic se încheie cu o serie calcaroasă descrisă în regiunea Anina (7) sub termenul de stratele de valea Minișului — atribuite apțianului superior (gargasian).

În regiunea valea Nerei — Dunăre, apțianul superior este reprezentat printr-o gamă variată de calcare în care amprenta caracteristică o dau calcarele gălbui și roșcate. La diferite nivele se mai găsesc calcare vineții, negricioase sau albe. De asemenea se mai întîlnesc intercalații de marno-calcare sau marne șistoase — care, destul de frecvent, conțin orbitoline. Din aceste intercalații, situate la partea superioară, două sînt mai importante, deoarece pe lîngă *Orbitolina lenticularis* Lam. se pot identifica și alte forme. În aceste nivele S. Năstăseanu[1]) a identificat și o faună bogată de echinide, din care menționăm :

Codechinus rotundus Desor
Echinospatagus collegnii d'Orb.
Pseudodiadema malbosii Cott.
Pseudodiadema carthusianum Desor

forme caracteristice apțianului superior.

Calcarele gargasiene, cu o grosime care se cifrează la circa 400 m, au o răspîndire destul de mare, contribuind la umplutura sinclinalelor : Cărbunari, Cracul Șoimului și Gîrnic. În general ele sînt acelea care formează suprafața de eroziune a Platoului Cărbunari. Ele se continuă spre sud, mascate local de depozitele cuaternare, pe la Sf. Ileana pînă la Dunăre, unde contribuie în largă măsură la formarea cheilor de la Coronini. Cu apțianul ciclul de sedimentare se încheie și marea mai revine în cenomanian.

[1]) S. Năstăseanu, *op. cit.*

În legătură cu calcarele urgoniene și apțiene se află cuiburile de argilă refractare care se găsesc la Gîrnic. Gr. Răileanu le consideră ca produse reziduale ale unui lung proces de lateritizare care a urmat apțianului.

Albian-cenomanian. Discordant și transgresiv peste depozitele apțiene se dispun microconglomerate cu elemente de cuarț, silex și calcar foarte bine rulat. Peste acestea urmează gresii calcaroase, de culoare cenușie-gălbuie, foarte fosilifere, cu un conținut bogat de lamellibranhiate, în general de talie mare și în special *Ostreia*, *Pinna*, *Pholadomia*, *Panopeia* etc. J. Halavâts și Z. Schreter (4) citează de la Bozovici forme sigur cenomaniene, de asemenea la SE de Cărbunari în valea Radimnei, valea Tisei și la Coronini (pe Dunăre), însă face mențiunea că depozitele cenomaniene nu pot fi separate de cele ale gaultului, din care citează pe *Inoceramus salmoni* d'Orb.

Din datele de teren de care dispunem privind partea de nord a văii Nerei, putem afirma că faciesul depozitelor albian-cenomaniene este cu totul deosebit de al albianului. Cum în ultima vreme V. Mutihac (6) a arătat că pe valea Minișului nu este prezent decît albianul, putem afirma că depozitele de la sud de Nera, care nu au nici o asemănare cu cele din valea Minișului (Gura-Golumbului) ar putea reprezenta, după fauna pe care o conțin, și cenomanianul.

De remarcat însă că pe valea Radimnei depozitele cu faună cenomaniană stau direct peste calcarele apțiene. Nu ar fi exclus ca momentul transgresiunii să fi început din albian și să se fi continuat pînă în cenomanian.

Depozitele albian-cenomaniene se găsesc destul de sporadic în sinclinalul Cărbunari. În valea Radimnei au o dezvoltare ceva mai mare, continuîndu-se pînă la Izvorul Înfundat (NE de Moldovița); sub forma unor petice izolate se mai găsesc la obîrșia văii Vranovăț și pe culmile de la est și sud-est de Coronini.

3. ERUPTIVUL MEZOZOIC

Pe rama vestică a regiunii, între valea Nerei și a Dunării se găsesc o serie de corpuri intrusive aparținînd banatitelor. Aceste corpuri străpung toată suita de depozite mezozoice, metamorfozîndu-le destul de intens. La contactul depozitelor sedimentare cu granodioritele banatitice calcarele sînt coapte, iar adeseori transformate în marmure și scarne, încît identificarea vîrstei lor se poate deduce numai cu greu.

Judecînd după depozitele metamorfozate, intruziunile trebuie să fi început din cretacicul inferior și, probabil, s-au continuat și mai tîrziu. De remarcat că în legătură cu magmatismul banatitic trebuie puse și acele injecții cu caracter filonian care se întîlnesc în formațiunile mezozoice. Pe valea Radimnei, în marnele de Crivina, se poate observa un filon-strat de lamporfire.

În jurul corpurilor de granodiorite s-a format o zonă de contact care n-a mai permis identificarea diverselor separații stratigrafice și, din

această cauză, limitele cartografice se pierd în aceste zone, mai aproape sau mai departe de corpul intrusiv, în funcţie de puterea acestuia de metamorfozare.

Neozoicul

În regiunea dintre valea Nerei şi a Dunării, după cretacic au avut loc mişcări oscilatorii importante care au determinat retragerea şi invadarea mării în mai multe momente.

Sarmaţianul. În apropiere de Dunăre, raporturile dintre formaţiunile mezozoice şi fundament sînt mascate de depozite neozoice. La Coronini, de sub depozitele cuaternare, apar argile verzi şi roşii în baza cărora se intercalează, subordonat, pietrişuri slab cimentate, iar la partea superioară gresii cenuşii-gălbui, slab cimentate, friabile, micacee şi care trec uneori la microconglomerate. În aceste gresii se mai observă uneori trovanţi. Sarmaţianul a mai fost întîlnit într-un puţ care a fost săpat la Moldova-Nouă. De aici Z. Schreter (8) citează speciile : *Tapes gregaria* Partsch., *Ervilia podolica* Eichw. şi *Syndesmia* sp.

Ponţianul. La est de satul Cărbunari, la Poiana Boişte, se găseşte un mic bazin la alcătuirea căruia contribuie argile gălbui şi cenuşii, nisipuri şi pietrişuri cu intercalaţii de ligniţi, cu grosimi cuprinse între 3 şi 15 m. Aceste depozite au fost considerate de Z. Schreter (8) ca fiind sarmaţiene, dar analizele micropaleontologice — executate în laboratorul Întreprinderii de prospecţiuni a Comitetului geologic — au indicat o microfaună ponţiană. Tot aici a fost întîlnită *Valvata* aff. *variabilis* formă care ar pleda şi pentru existenţa levantinului. După apariţiile de argile şi gresii de pe Ogaşul Vulpei, Ogaşul Pietros şi est de Stînăpari se poate trage concluzia că depozitele ponţiene sînt mai răspîndite în această regiune, dar sînt mascate de cele cuaternare.

Cuaternarul. Este destul de răspîndit în regiune, fiind reprezentat prin depozite deluvio-coluviale, aluvio-proluviale şi eluviale. Depozitele deluvio-coluviale sînt cele mai răspîndite, ocupînd suprafeţe foarte întinse pe platourile din regiune. Ele sînt reprezentate prin argile cenuşii, gălbui, pietrişuri, sol argilo-calcaros, cu foarte mult grus de silice. Faptul că aceste depozite se găsesc pe platouri (Cărbunari, Coronini), la aceeaşi altitudine de circa 500 m, ne face să credem că în miopliocen a avut loc formarea unor întinse platforme de eroziune pe care apoi s-au acumulat depozitele cuaternare.

III. CONSIDERAŢII DE ORDIN OROGENIC

Pentru a putea stabili cu mai multă certitudine momentele mai importante de orogeneză se impune o privire de ansamblu asupra condiţiilor paleogeografice în care a evoluat regiunea. Privită în ansamblu, zona Reşiţa — Moldova-Nouă prezintă o afundare accentuată spre sud, mai ales de la Nera spre Dunăre. Cu toate acestea, apariţiile sporadice

ale formațiunilor paleozoice și raporturile acestora cu formațiunile mai noi, la nord de Nera și la sud de Dunăre, ne pot conduce la unele concluzii interesante.

Înainte de carboniferul superior regiunea a fost exondată și a făcut parte, o perioadă de timp destul de lungă, din domeniul continental; poziția discordantă a stephanianului peste șisturile cristaline de la Lupac, Secul ca și prezența în orizontul conglomeratic a blocurilor de șisturi cristaline sînt o dovadă incontestabilă despre aceasta. Prezența la Reșița, în baza conglomeratelor silicioase, a unor blocuri rulate de gresii ne face să admitem existența înaintea carboniferului superior a unei formațiuni sedimentare mai vechi decît acesta.

Asupra orogenezei hercinice, regiunea nu ne furnizează date care să ne permită abordarea în detaliu a problemei. Pe baza datelor obținute din studiul paleozoicului de la sud de Dunăre și de la nord de Miniș se poate totuși trage concluzia că orogeneza hercinică s-a manifestat.

Depozitele werfeniene repauzează, în valea Nerei, pe șisturile cristaline, iar la sud de Dunăre peste cele permiene. De aici se poate deduce în mod clar caracterul lor transgresiv. În afară de aceasta, în nici o parte a Banatului nu s-a dovedit prezența permianului superior, timp deci care corespunde cu o fază de gliptogeneză. Sedimentarea, faza de litogeneză, din triasic este posibil să fi durat pînă în carnian și răspîndirea acestor depozite trebuie admisă pe o suprafață cu mult mai mare. Caracterul restrîns al formațiunilor triasice nu ne permite să ne facem o imagine clară asupra condițiilor batimetrice, totuși faptul că conglomeratele werfeniene sînt urmate de calcare dolomitice și calcare cu ammoniți ne permite să considerăm o adîncire treptată a mării care, prin instalarea faciesului recifal în ladinian, capătă un caracter epicontinental. În triasicul superior — regiunea devenind continentală a fost supusă din nou unei faze de eroziune.

Mișcările kimmerice vechi au avut drept efect cutarea depozitelor triasice. Ca o dovadă sigură sînt structura proprie a depozitelor triasice și discordanța celor jurasice față de acestea.

Transgresiunea jurasică începe cu liasicul inferior, cînd se instalează un facies lagunar cu cărbuni. Treptat, marea se adîncește și cucerește terenuri noi, încît în dogger în partea centrală se instalează un facies batial, iar pe marginea zonei unul epicontinental.

Faciesul de mare adîncă se menține pînă în urgonian cînd, o dată cu instalarea faciesului recifal, se înregistrează un moment important de transgresiune. La sfîrșitul apțianului regiunea face parte din domeniul continental. În albian-cenomanian marea revine pentru scurt timp, astfel că din cretacicul superior pînă în miocen nu mai avem nici o dovadă despre invazia mării asupra acestei regiuni.

Mișcările alpine au avut un efect important și ele au fost acelea care au imprimat stilul tectonic al regiunii.

De remarcat în cretacicul inferior mișcări precursorii ale fazei austrice (intraneocomiană sau hillsiziană cunoscută în Mecek, Crimeea, Caucaz) care au avut drept efect transgresiunea urgoniană și formarea molasei albiene.

Faza austrică pentru zona Reşiţa — Moldova-Nouă a constituit momentul important, iar mişcările subhercinice au avut drept efect cutarea depozitelor albiene şi cenomaniene.

Prin faptul că şi depozitele ponţiene sînt cutate trebuie să admitem şi momente de orogeneză tînără.

După caracterul depozitelor, regiunea a făcut parte dintr-o fosă dirijată pe direcţia nord-sud ce se întindea de la Reşiţa pînă mult la sud de Dunăre. Caracterul ritmic al mişcărilor oscilatorii, precum şi magmatismul mai accentuat dovedesc că această zonă avea o mobilitate mai mare decît a soclului cristalin în care era ancastrată.

IV. CONSIDERAŢII DE ORDIN TECTONIC

Din punct de vedere tectonic, de altfel ca şi din punct de vedere litogenetic, regiunea Nera—Dunăre se încadrează în unitatea zonei Reşiţa—Moldova-Nouă. Regiunea Nera—Dunăre are o structură destul de complexă, de altfel ca şi cea de la Anina — Reşiţa. Complexitatea tectonică

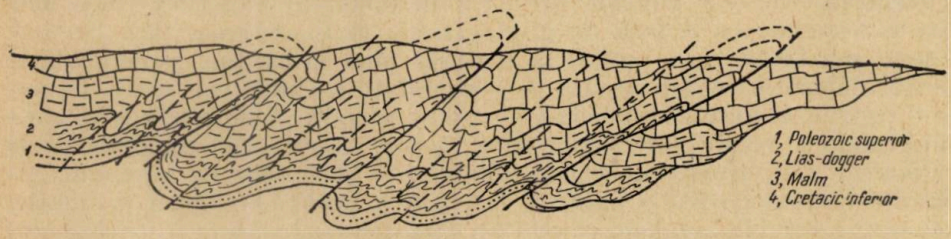


Fig. 1. — Raporturile dintre formaţiunile jurasice şi cretacice din zona Reşiţa.

se datoreşte incompetenţei unor formaţiuni în raport cu competenţa altora, de unde rezultă o dezarmonie între cutele de suprafaţă, formate în complexul calcaros al malmului şi cretacicului inferior, pe de o parte, şi complexul marnos-şistos-grezos, din dogger şi liasic (fig. 1), pe de altă parte.

Complexul liasic-dogger, alcătuit din marne, şisturi, gresii, argile refractare, carburi, formează o masă plastică încleştată între fundamentul de dedesubt, rigid, şi masa de calcare de deasupra, casantă. În aceste condiţii se formează în masa plastică, sub acţiunea forţelor tectonice, pe de o parte, şi sub acţiunea gravitaţională, pe de altă parte, cute strînse faliate, uneori încălecate (fig. 2), dînd impresia unor încălecări intercutanee sau mai degrabă a unor cute de injecţie. Acest tip de cutare a fost dedus din structura cercetată cu foraje la Anina — Reşiţa. Prin faptul că zona se afundă, la sud de Nera, eroziunea a tăiat în majoritatea cazurilor numai în masa calcaroasă, reliefînd astfel o serie de cute cu o amploare destul de mare, care se pot urmări atît la nord de valea Nerei cît şi la sud de Dunăre.

Ceea ce este interesant este faptul că anticlinalele principale (Ţiganca, Ciungi) devin cute asimetrice cu flancul estic faliat şi laminat, avînd în

axul lor masa plastică dogger-liasic. Bolta anticlinalelor prezintă în această cuvertură de depozite punctul cu rolul mecanic cel mai important. Subîmpingerea materiei plastice, îngrămădită în zona axială a anticlinalelor, provoacă întinderea, laminarea formațiunilor acoperitoare și în cele din urmă, ruperea și falierea lor. Privind sub acest aspect tectonica regională, putem explica în mod logic o serie de fapte care pînă acum păreau ciudate.

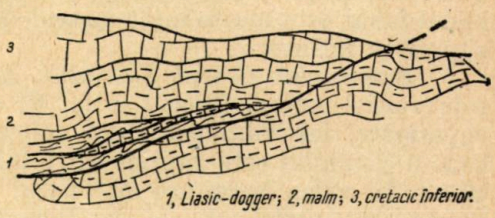


Fig. 2. — Caracterul cutelor în complexul mezozoic din zona Reșița.

Sinclinalul Cornet. Acest sinclinal, care se conturează la Sasca-Romînă, este mai bine reprezentat în Dealul Cornet la Sasca-Montană. El este format din depozitele triasice. Este strîns cutat și încleștat între două linii tectonice importante (linia Oravița la vest și Cornet la est). Spre sud de Cornet numai cu greu se mai poate identifica ceva din componența acestuia. Tocmai la extremitatea sudică în valea Baronului, la Moldova-Nouă, prezența lui devine din nou mai clară, însă aici sinclinalul este răsturnat.

Sinclinalul Tîlva Cerbului. Se schițează din cota Tîlva Cerbului și se continuă spre sud, traversînd valea Radimnuței de unde mai spre sud intră în zona de contact a banatitelor. În componența acestuia intră depozitele jurasice.

El este de asemenea strîns cutat și încleștat între liniile tectonice Cornet și Tîlva Cerbului.

Sinclinalul Crucea Osmanului. De la sud de valea Șușara se schițează de asemenea un sinclinal care se continuă peste Culmea Crucea Osmanului, traversează valea Radimnuței și a Radimnei spre sud pînă la Moldovița. Aici el prezintă o ridicare axială atașîndu-se la sinclinalul Cărbunari. Este format din depozite jurasice și cretacice inferioare pînă la urgonian, inclusiv. Acest sinclinal strîns cutat este prins între linia Tîlva Cerbului și Stînăpari.

Anticlinalul Șușara. Această structură, cu o largă dezvoltare chiar din valea Nerei, este de fapt continuarea sudică a anticlinalului Anina. El se continuă prin cota Cioaca Înaltă, traversează valea Șușara de unde spre sud intră în zona de contact a banatitelor și la Stînăpari se afundă. Din valea Șușara spre sud axul lui este faliat și, în lungul acestui ax, apar la zi numeroase apofize ale unui corp banatitic intrus. Axul cutei este pus în evidență de calcarele urgoniene, care pe malul drept al văii Șușara (în extremitatea estică a localității Sasca-Montană) descriu o frumoasă cută anticlinală.

Sinclinalul Cărbunari. Partea axială a regiunii dintre Nera și Dunăre descrie un larg sinclinal, mai mult sau mai puțin simetric, format din depozite jurasice. La umplerea acestui sinclinal contribuie în cea mai largă măsură depozitele apțiene. De la Cărbunari spre sud se întîlnesc și petice de albian-cenomanian. Acest sinclinal reprezintă continuarea spre sud a sinclinalului Colonovăț care are mare dezvoltare la nord de Nera.

Anticlinalul Ţiganca. Este o structură faliată axial de o puternică dislocaţie ce trece prin Culmea Ţiganca. De-a lungul acestei rupturi, la nord de Nera, apar depozite liasice, fapt care scoate în evidenţă existenţa acestui anticlinal. Spre sud, anticlinalul Ţiganca se afundă în regiunea Poiana Prihodu, dar se ridică din nou în Ogaşul Rău, valea Vranovăţ şi pe Dunăre la est de valea Ali Beg. Pe direcţie, acest anticlinal faliat este foarte mult mascat de depozitele cuaternare, care acoperă suprafeţe întinse.

Sinclinalul Cracul Şoimului. Acest sinclinal este asimetric, avînd reprezentat numai flancul estic. El este constituit din depozite jurasice superioare, iar umplutura din calcare urgoniene şi apţiene. Sinclinalul Cracul Şoimului este cuprins între falia Ţiganca la vest şi falia Ciungilor la est. În valea Nerei are maximum de dezvoltare, de unde spre sud se îngustează, astfel că de la Poiana Prihodu spre sud se efilează de-a lungul faliei Ţiganca.

Anticlinalul Ciungilor. Este o cută asimetrică, faliată axial, cu flancul estic căzut. Prezenţa depozitelor liasice din pîrîul Ciungilor, ogaşul Haimelug, ogaşul Runcia, Padina Matei, ogaşul Podlevina şi Stupurtan fac posibilă urmărirea pe direcţie a acestei cute.

Sinclinalul Stancilova — Gîrnic. În componenţa acestei structuri intră, în cea mai largă măsură, calcarele urgoniene şi numai în umplutură se găsesc depozite apţiene. Acest sinclinal larg se dezvoltă încă de la nord de Nera şi se continuă pînă la sud de satul Gîrnic.

De sub depozitele acestui sinclinal apar, în cursul superior al Cremeniţei şi la obîrşia Radimnei — depozite jurasice a căror structură pare să fie în dezacord cu a urgonianului.

Anticlinalele Valea Mare şi Ciuchin. În partea sud-estică a regiunii se conturează două butoniere anticlinale, ambele formate din depozite jurasice. Primul anticlinal este situat pe Valea Mare, la est de Moldova-Nouă, iar secundul pe pîrîul Ciuchin.

La complicarea structurii tectonice a regiunii contribuie o serie de linii de dislocaţie, din care cele mai importante sînt dirijate pe direcţia nord-sud, dînd astfel o asociaţie paralelă de falii.

Linia Sasca. În literatura geologică s-a încetăţenit termenul de linia Oraviţa pentru linia de dislocaţie, după care vine în contact cristalinul cu sedimentarul din partea de vest a zonei Reşiţa — Moldova-Nouă.

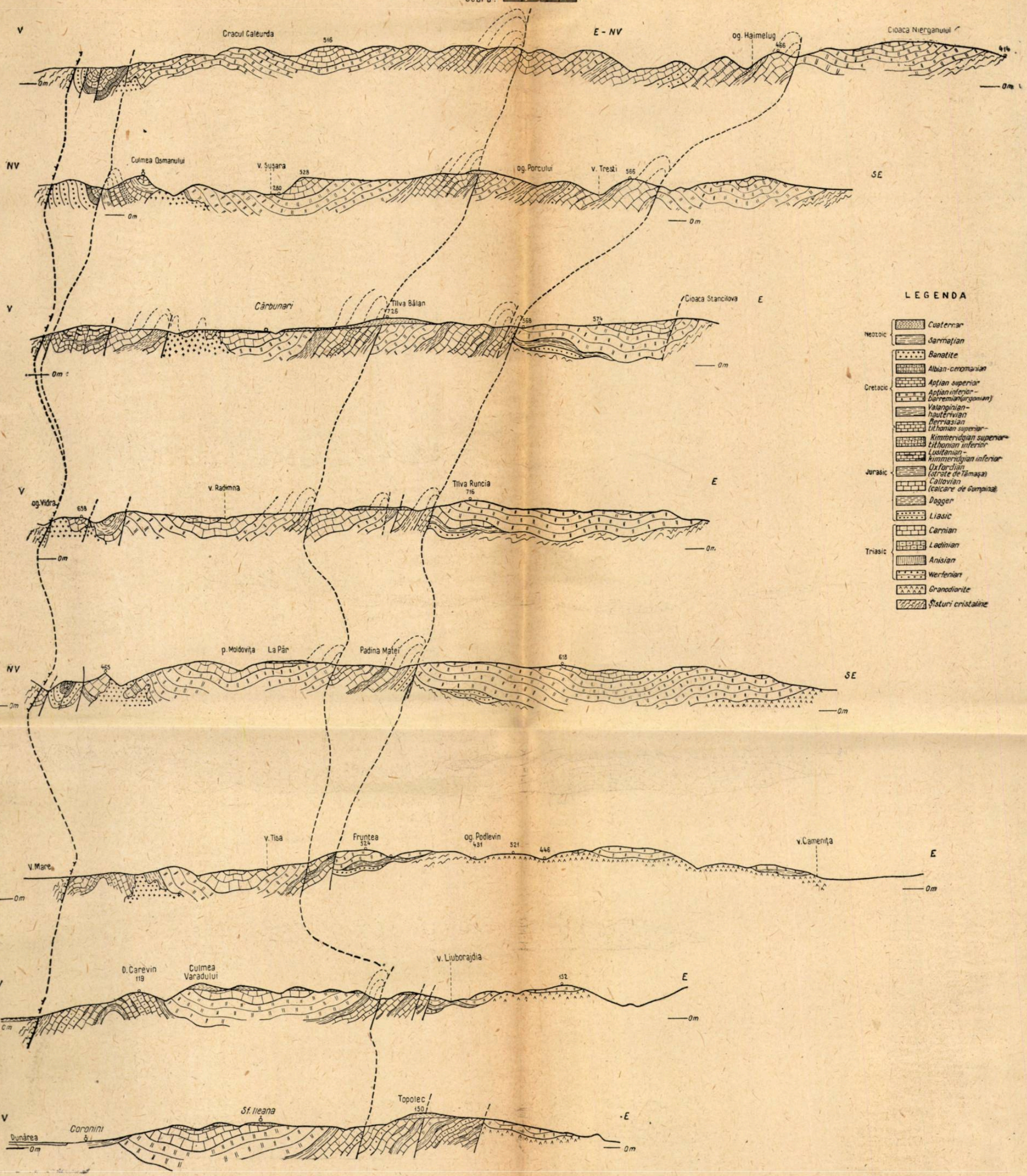
Deoarece în regiunea Oraviţa claritatea ei lasă de dorit, noi considerăm că denumirea de linia Sasca este mai indicată. Această linie, bine marcată în regiunea dintre Sasca şi Moldova-Nouă, se prezintă ca o falie aproape verticală, păstrînd caracterul unei linii de încălcare numai în partea nordică. Linia Sasca se continuă şi la sud de Dunăre în R.P.F. Iugoslavia (Serbia Orientală) şi marchează raporturile tectonice dintre unitatea de Morava şi cea de Rîtani-Kuciai.

Linia Cornet. Este linia după care iau contact formaţiunile jurasice şi cretacice cu cele triasice. Din cota Tîlva Şoimului această linie se dublează. Ramura vestică se pierde în zona de contact a banatitelor, iar cea estică se continuă prin Tîlva Cerbului pînă în valea Apele Albe, unde se pierde în zona de contact a banatitelor.

Gr. Răileanu, S. Năstăseanu, Al. Dincă

PROFILE GEOLOGICE
ÎN REGIUNEA DINTRE VALEA NEREI ȘI DUNĂRE

Scara: 0 2,50 5 7,50 10 km



LEGENDA

- Neozoic
  - Cuaternar
  - Sarmațian
- Cretacic
  - Banatite
  - Albian-cenomanian
  - Aptian superior
  - Aptian inferior – Barremian (urgonian)
  - Valanginian – hauterivian
  - Berriasian tithonian superior –
  - Kimmeridgian superior – tithonian inferior
  - Lusitenian – kimmeridgian inferior
- Jurasic
  - Oxfordian (strate de Tămașa)
  - Callovian (calcare de Gumpina)
  - Dogger
  - Liasic
- Triasic
  - Carnian
  - Ladinian
  - Anisian
  - Werfenian
- Granodiorite
- Șisturi cristaline

Fig. 4

Gr. Răileanu, S. Năstăseanu, Al. Dincă

COLOANA STRATIGRAFICĂ

A DEPOZITELOR SEDIMENTARE DINTRE VALEA NEREI ȘI DUNĂRE

Scara: 100 0 100 200m

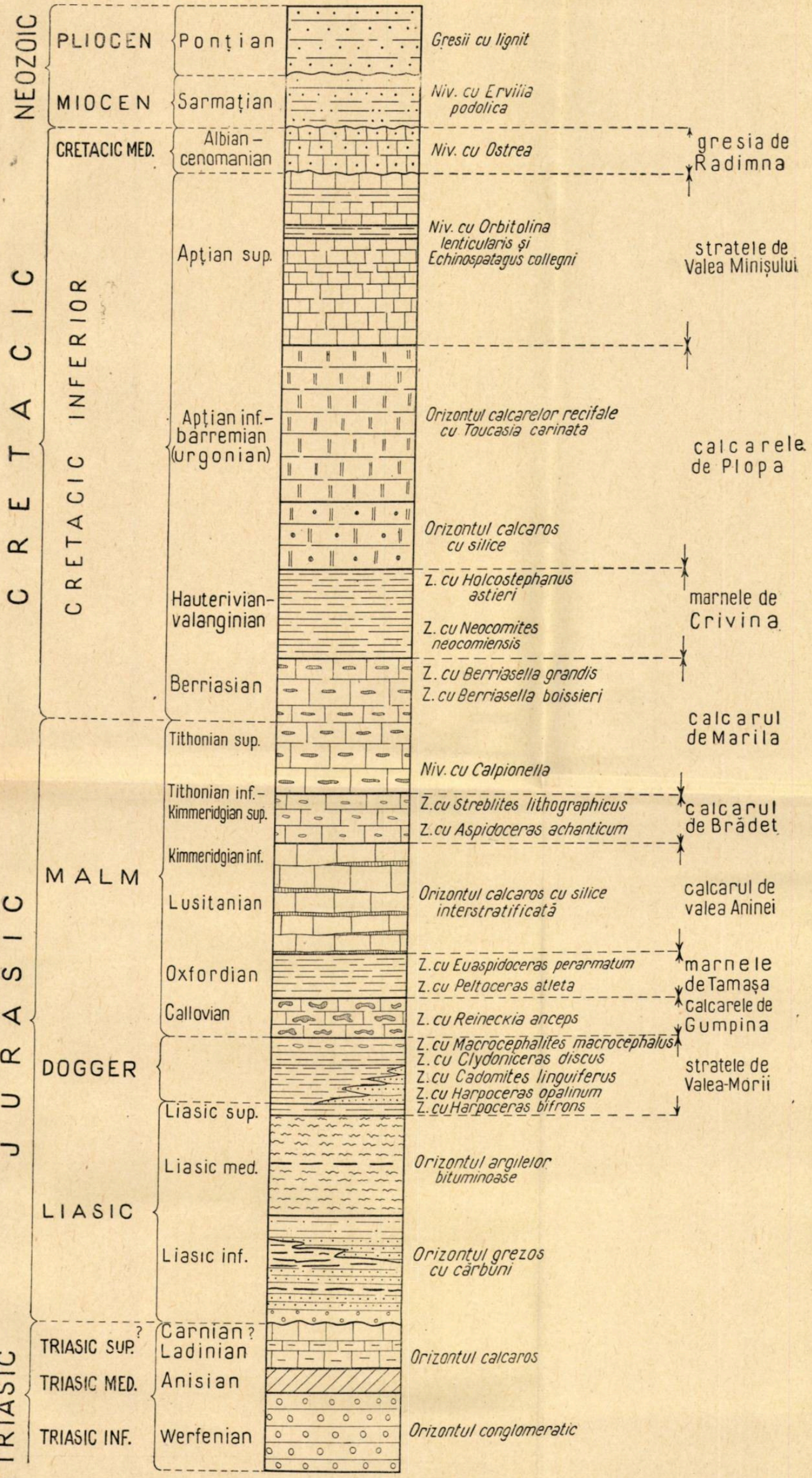


Fig. 5

Linia Țiganca. Este o puternică linie de dislocație care vine de la nord de Nera și se continuă pînă în valea Radimnei. De aici spre sud ea este mascată de depozitele cuaternare, dar mai departe spre sud se poate identifica cu ușurință în valea Vranovăț, în valea Ali Beg și pe Dunăre.

În regiunea de la nord de Nera, probabil că această linie își are corespondentul în linia Călugăra — Caraș.

Linia Ciungilor. Este cea mai estică linie tectonică importantă, care vine de la nord de Nera (linia Pleșiva) și se continuă la sud prin pîrîul Ciungilor, Fața Poiană, ogașul Runcia, Padina Matei, ogașul Podlevina, Stupurtan și trece mai departe în R.P.F. Iugoslavia (Serbia Orientală).

Prin felul în care se îngustează zona în partea sudică și prin modul cum se scufundă compartimentul central al sinclinalului Cărbunari față de sinclinalul Gîrnic la est și sinclinalul de triasic la vest, porțiunea de la Cărbunari spre sud ia aspectul unui graben.

CONCLUZII

Din cele arătate în cuprinsul lucrării se pot desprinde următoarele concluzii :

Ciclul paleozoic superior, bine reprezentat în nordul zonei, în regiunea studiată poate să fie presupus, deoarece prin afundarea zonei la sud de Nera depozitele mai noi maschează formațiunile carbonifere și permiane.

Ciclul triasic este relativ bine reprezentat. Caracterul transgresiv al conglomeratelor werfeniene, discordanța lor față de fundament pun în evidență, pe de o parte, efectul mișcărilor hercinice, iar, pe de altă parte, indică incontestabil începutul unui alt ciclu de sedimentare. Absența triasicului superior ca și stilul tectonic propriu al formațiunilor triasice pun în evidență, fără îndoială, efectul mișcărilor kimmerice vechi.

Ciclul jurasic-cretacic este marcat prin caracterul transgresiv al depozitelor liasice și discordanța față de cele mai vechi. Acesta este bine individualizat și cel mai bine reprezentat în regiune.

De remarcat că afundarea bazinului se face treptat cu anumite momente mai pregnante, în special în dogger, cînd se instalează — în partea centrală — un facies batial (marne cu posidonomii) iar pe margini un facies neritic — detritic (gresii și microconglomerate).

Faciesurile similare ale depozitelor, în diferite momente, pe tot cuprinsul zonei, arată caracterul unitar al acesteia și persistența, în momentele respective, a acelorași condiții de sedimentare. Aceste condiții facilitează paralelizarea formațiunilor pe cuprinsul zonei și permit identificarea și separarea cu multă certitudine a formațiunilor în părțile tectonizate sau în aureola de contact a banatitelor de la sud de Nera.

Un alt moment important în acest ciclu este caracterul transgresiv al urgonianului. La sfîrșitul hauterivianului are loc o ridicare a zonei centrale, realizîndu-se condițiile unui mediu epicontinental recifal. În barremian apele afectează suprafețe întinse, încît depozitele urgoniene acoperă suprafețe din ce în ce mai întinse. La sud de Nera ciclul se încheie

la sfîrşitul apţianului, deoarece depozitele cenomaniene sînt transgresive şi discordante.

Raporturile dintre formaţiunile urgoniene şi cele mai vechi pun în evidenţă prezenţa mişcărilor infracretacice.

Mişcările austrice au avut un rol important în tectonica regiunii.

După cenomanian regiunea a fost afectată de mişcări oscilatorii care a avut drept efect realizarea Platformei de abraziune Cărbunari şi invadarea acesteia de apele marine, în sarmaţian şi pliocen.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА, РАСПОЛОЖЕННОГО МЕЖДУ ДОЛИНОЙ р. НЕРА И ДУНАЕМ

РЕЗЮМЕ

В геологическом строении зоны Решицы, на площади, расположенной между долиной ручья Нера — на севере и Дунаем — на юге, принимают участие образования, относящиеся к триасу и юре-мелу.

В разрезе триаса выделяются верфенские, анизийские, ладинские и, возможно, карнийские отложения. Юра представлена полным разрезом. Первый член юры (лейас) трансгрессивно и несогласно перекрывает более древние образования. Нижний лейас представлен Грестенской фацией, средний лейас — горючими сланцами эвксинского типа, а верхний лейас — мергелистой фацией.

Доггер развит в виде мергелистой фации.

Мальм сложен в основном известняками с мергелистым прослоем оксфорда.

Нижний мел также носит известковистый характер, исключение составляют только лишь мергелистые отложения валанжина и готерива. Начало баррема в исследованном районе отмечено развитием рифовой фации ургонского типа, распространяющейся также и на нижний апт. Ургонские отложения носят явно трансгрессивный характер.

Сеноманские образования рифовой фации развиты спорадически, трансгрессивно и несогласно залегая на более древних формациях.

После сеномана последовал период длительного выступления из воды, с временной трансгрессией моря в сармате и понте.

С орогенической точки зрения следует отметить древне-киммерийские движения, в которые были вовлечены триасовые отложения. На развитие интенсивных движений в нижнемеловое время указывает трансгрессивный характер ургонских отложений. Кроме этого, на тектонический стиль описываемого района сильно повлияли движения австрийской фазы.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Взаимоотношения юрских и меловых отложений, развитых в зоне Решицы.
Рис. 2. — Характер складчатости мезозойского комплекса зоны Решица.
Рис. 3. — Геологическая карта района Нера — Дунай.
Рис. 4. — Геологические профили района Нера — Дунай.
Рис. 5. — Стратиграфическая колонка формаций, развитых в районе Нера — Дунай.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE LA VALLÉE DE LA NERA ET LE DANUBE

RÉSUMÉ

Dans la région comprise entre le ruisseau Nera, au nord, et le Danube au sud, les formations qui constituent la structure géologique de cette partie de la zone de Reşiţa appartiennent aux cycles triasique et jurassique-crétacé.

Dans le Trias, on distingue des dépôts appartenants au Werfénien, à l'Anisien, au Ladinien et, éventuellement, au Carnien. Le Jurassique s'y trouve représenté par toutes ses subdivisions. Le premier terme du Jurassique, le Lias, est transgressif et discordant par-dessus les dépôts plus anciens. Le Lias inférieur s'est développé sous le faciès de gresten, le moyen sous un faciès bitumineux, du type euxinique, et le supérieur sous un faciès marneux.

Le Dogger s'est lui aussi développé sous le faciès marneux.

Le Malm est, dans l'ensemble, représenté par des calcaires, avec **une intercalation marneuse dans** l'Oxfordien.

Le Crétacé inférieur est, lui aussi, calcaire en général ; font exception le Valanginien et l'Hauterivien, qui sont marneux. Un fait remarquable est l'installation dans cette région, dès le début du Barrémien, d'un faciès récifal du type urgonien, qui se poursuit dans l'Aptien inférieur aussi. Le caractère transgressif de l'Urgonien est évident dans la région.

D'une manière sporadique, on trouve des dépôts cénomaniens, sous un faciès récifal, disposés d'une façon transgressive et discordante par-dessus les formations plus anciennes.

Le Cénomanien a été suivi d'une longue période d'exondation et la mer ne recouvre plus la région que temporairement, au Sarmatien et au Pontien.

Au point de vue orogénique, il faut remarquer les mouvements cimmériens anciens qui ont affecté les dépôts triasiques. Des mouvements importants ont dû avoir lieu au Crétacé inférieur et ont déterminé le caractère transgressif des dépôts urgoniens. Les mouvements austriens ont eu, pour cette région, un rôle important, dans la détermination du style tectonique.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Rapports entre les formations jurassiques et crétacées dans la zone de Reşiţa.
Fig. 2. — Caractère des plis dans le complexe mésozoïque de la zone de Reşiţa.
Fig. 3. — Carte géologique de la région entre le Nera et le Danube.
Fig. 4. — Profils géologiques à travers la région entre le Nera et le Danube.
Fig. 5. — Colonne stratigraphique des formations de la région Nera—Danube.

BIBLIOGRAFIE

1. BÖCKH J., *Das Auftreten von Trias-Ablagerungen bei Szászkabánya*, Földt. Közl., 1888, **XVII**.
2. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau du Mehedinţi*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1940, **XX**.
3. HALAVÁTS J., *Umgebung von Versecz. Erläuterung zur geol. Specialkarte der Länder der Ung. Krone*, Budapesta, 1886.
4. HALAVÁTS J. u. SCHRETER Z., *Die Umgebung von Fehértemplom Szászakabánya und Ujmoldova. Erläuterungen*, Budapesta, 1916.
5. KUDERNATSCH J., *Geologie des Banater Gebirgszuges*, Sitzungsbericht d. Akad. d. Wissenschaft, Wien, 1857, **XXII**.
6. MUTIHAC V., *Studii geologice în partea mediană a zonei Reşiţa — Moldova Nouă (Banat)*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1959.
7. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. şi MUTIHAC V., *Cercetări geologice în regiunea Anina-Doman (zona Reşiţa — Moldova Nouă — Banat)*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie — geografie, 1957, **II**, *2*.
8. SCHRETER Z., *Beiträge zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen Krasso-Szörenyer Kalkgebirges*, Jahresber. d. k. ung. geol. A.f., 1910.

CALCARENITELE STRATELOR DE COMARNIC: CURENȚI, SEDIMENTAȚIE, DIAGENEZĂ

DE

DAN JIPA

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 5 iulie 1960

„Stratele de Comarnic", denumire întrebuințată pentru prima dată în literatura geologică de L. Mrazec și I. P. Voiteşti (12), desemnează o formațiune de fliș barremian-bedouliană, predominant marnoasă, cu răspîndire regională.

Încadrarea stratigrafică mai precisă a acestei formațiuni o datorăm în cea mai mare parte lui G. Murgeanu (13), (15). Acest autor menționează încă din 1925—1926 prezența unor „strate de trecere" de la stratele de Comarnic la stratele de Sinaia. Ceva mai tîrziu, D. Patrulius (17) separă cartografic acest pachet sub denumirea de orizont cu *Lamellaptychus angulocostatus* (hauterivian), pe care-l consideră situat la partea inferioară a stratelor de Comarnic. Ulterior, orizontul cu *L. angulocostatus* este atașat stratelor de Sinaia, menționîndu-se că reprezintă nivelul de tranziție față de depozitele barremian-apțiene (16).

Încă mai de mult G. Murgeanu (13), (14) a arătat că roca conducătoare în cadrul stratelor de Comarnic este un calcar bun breciform (calcar microdetritic după D. Patrulius (17)) ce se află sub formă de intercalații în marne.

De asemenea D. Patrulius (17) arată că unele calcare microdetritice sînt în parte oolitice.

Cu ocazia lucrărilor de cartare geologică efectuate în regiunea dintre valea Runcului și valea Bizdidelului (bazinul văii Ialomiței) în cursul anilor 1957, 1958 și 1959 autorul a avut posibilitatea să examineze unele dintre cele mai tipice apariții ale stratelor de Comarnic (fig. 1).

Pentru completarea informațiilor cu privire la această problemă am făcut cîteva excursii pe valea Prahovei, în regiunea Comarnic. În studiul pe care-l prezentăm am abordat problema rocilor calcaroase, detritice a

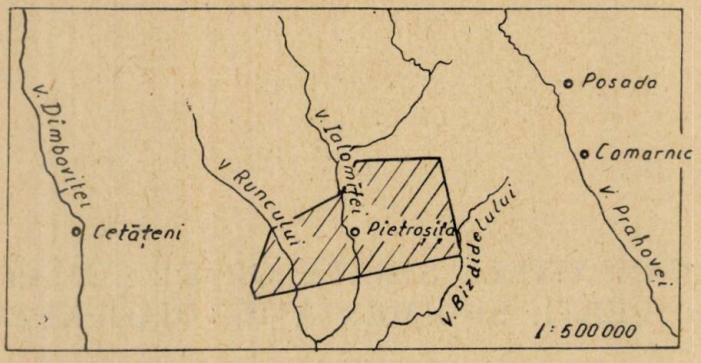


Fig. 1. — Schița regiunii cercetate.

căror apariție constituie un indiciu important pentru recunoașterea stratelor de Comarnic [1]).

SCURTĂ PRIVIRE PETROGRAFICĂ

Calcarele detritice din stratele de Comarnic se recunosc macroscopic ca roci bine consolidate de culoare brună, ai cărei constituenți se pot distinge mai ales pe suprafețe alterate. Studiul microscopic descoperă o mare varietate în compoziția lor.

În cadrul fracțiunii clastice predomină net particulele de calcare argiloase brune, criptocristaline. Unele conțin rare urme organice, printre care calpionelide (*C. alpina*), textularide, miliolide. Există și particule clastice de calcarenite resedimentate.

Prezența detritusului de gnais cu biotit este caracteristică pentru stratele de Sinaia și stratele de Comarnic din bazinul văii Ialomiței. Este de menționat că alterarea feldspaților din aceste gnaise se manifestă numai prin calcitizare, care este rareori avansată.

Printre particulele clastice se întîlnesc uneori și ooide.

Fracțiunea organică este reprezentată mai ales prin orbitolinide, textularide și briozoare.

Liantul calcarenitelor se subdivide după geneză și compoziție în două categorii: matricea, substanță calcaro-argiloasă, cu clastice fine de cuarț, și cimentul calcitic cristalin. Ultimul predomină net în cadrul rocii.

[1]) Mulțumim acad. G. Murgeanu, D. Patrulius și L. Contescu pentru sprijinul acordat, precum și prof. N. Petrulian și D. Sandu din cadrul Catedrei de zăcăminte a I.P.G.G. pentru amabilitatea de a ne fi pus la dispoziție mijloacele necesare studiului microscopic cantitativ.

Relațiile cantitative dintre cei mai importanți constituenți ai calcarelor detritice din stratele de Comarnic rezultă din figura 2. Predominînd net granulele clastice arenitice constituite din calcare, considerăm că sîntem îndreptățiți să atribuim acestor roci denumirea de calcarenite (6).

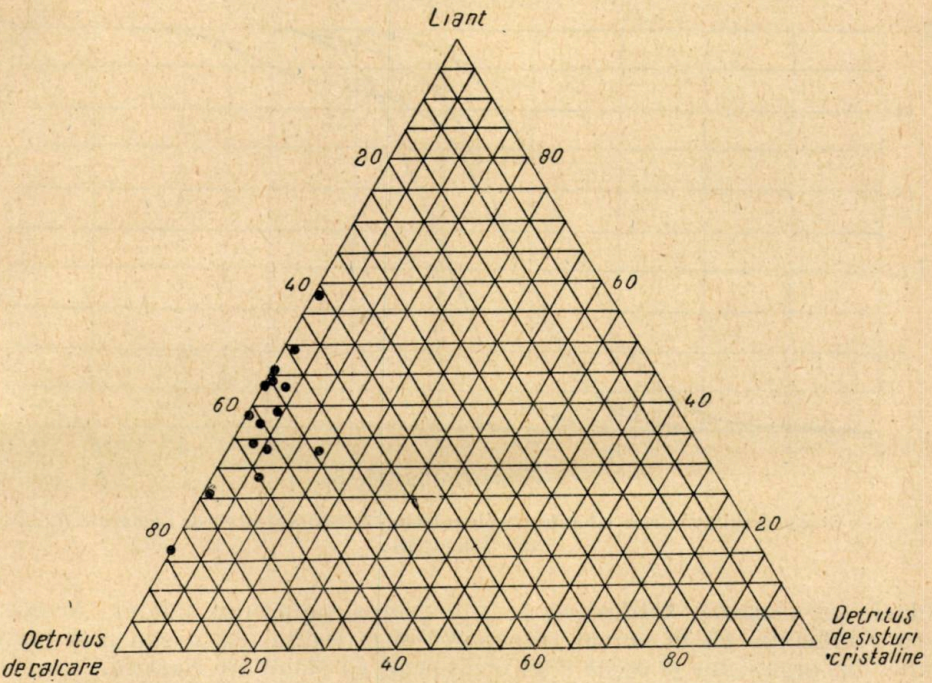


Fig. 2. — Diagramă triunghiulară ilustrînd compoziția mineralogică a calcarenitelor din stratele de Comarnic (bazinul văii Ialomiței).

PROPRIETĂȚI STRUCTURALE

Granulometrie. Din punct de vedere granulometric particulele clastice ale calcarenitelor din stratele de Comarnic se repartizează în mod inegal tuturor subdiviziunilor clasei arenitice. Un procent redus de granule se plasează în domeniul clasei ruditice și în domeniul lutitic. Cel mai frecvent și mai bine par să fie reprezentate diviziunile arenitice medie și grosieră. Rezultatele s-au dovedit a fi destul de constante (fig. 3). Astfel s-a ajuns la concluzia că distribuția frecvenței dimensiunilor clasticelor calcarenitelor este definit uni-modală. Indicele de sortare ($So = \sqrt{Q_3/Q_1}$) [1]) variază între 1,3 și 1,5, ceea ce denotă o bună sortare. Indicele de asimetrie (Sk) este cuprins între valorile 0,97 și 0,76 dovedind

[1]) Pentru referințe în legătură cu prelucrarea statistică a datelor analizelor granulometrice a se vedea lucrarea lui L. B. Ruhin (21).

că punctul modal se află printre particulele cu dimensiuni superioare celor din punctul median, dar în apropierea acestuia din urmă.

Observarea dimensiunilor ooidelor și organismelor în raport cu dimensiunile particulelor detritice arată că, din acest punct de vedere, nu există mari deosebiri între categoriile de elemente menționate. Organismele și

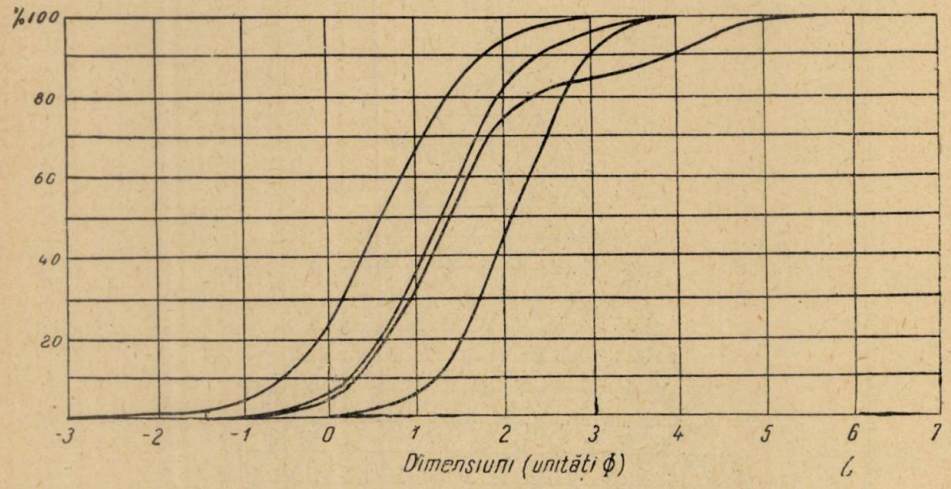


Fig. 3. — Curbe granulometrice cumulative ale calcarenitelor din stratele de Comarnic (bazinul văii Ialomiței).

ooidele se plasează totdeauna în apropierea punctului modal. Aceasta este o indicație că în cursul transportului și sedimentării cea mai mare parte din organisme și ooide s-au comportat ca elemente clastice.

Pe alocuri s-au observat fragmente de lamellibranhiate și foraminifere (orbitoline), concentrate la baza unor strate (fig. 6), în condiții ce par să indice că acumularea lor se datorește acțiunii anumitor agenți de transport. De altfel N. B. Vassoevici (27) enumeră acest caracter printre „trăsăturile obligatorii ale flișului tipic".

Morfometrie. În ceea ce privește morfometria clasticelor componente ale calcarenitelor stratelor de Comarnic precizăm că am studiat numai rotunjimea particulelor, din secțiuni subțiri. Pentru plasarea clasticelor în clase de rotunjime am folosit metoda comparării cu imagini ale unor granule-tip. Am întrebuințat scara de rotunjime propusă de N. C. Powers (19) și ilustrațiile granulelor tip ce sînt anexate acesteia.

Avînd în vedere că majoritatea clasticelor este constituită din calcare argiloase care se pretează cel mai bine la studiul morfometric, ne-am concentrat atenția asupra lor. Rezultatele analizei sînt redate sub formă de histograme în figura 4. De aici se poate observa că cele mai multe clastice de calcare argiloase sînt subrotunjite (58%) și rotunjite (35%). În ceea ce privește raportul dintre rotunjime și mărime, se constată că granulele de dimensiuni mai mari sînt mai puțin rotunjite față de granulele mai fine. Aceasta contravine observațiilor făcute de numeroși cerce-

tători, din studii de teren și experimentale prin care s-a dovedit că fragmentele mai mari se rotunjesc mai repede decît cele cu dimensiuni mai mici. Neexistînd motive pentru a atribui detritusului argilo-calcaros o dublă origine, putem explica această inversare a relațiilor normale prin rotunjirea particulelor ca urmare a intervenției procesului de solubilitate periferică mai activă asupra clasticelor fine.

Aproximativ 70% din clasticele de calcare detritice se plasează în clasa particulelor subrotunjite, 20% în clasa celor rotunjite și 10% printre fragmentele subangulare. Dar trebuie să se țină seama că aceste clastice sînt mult mai grosiere decît cele de calcare argiloase.

Fragmentele de gnaise existente în calcarenitele stratelor de Comarnic au contururi foarte neregulate, încadrîndu-se spre extremitatea scării de rotunjime, mai ales în clasa angulară. De asemenea nu se constată diferențierea gradelor de rotunjime în funcție de dimensiunile acestor elemente clastice arenitice.

Din cele expuse mai sus reiese că majoritatea clasticelor sînt subrotunjite și rotunjite, ceea ce exclude folosirea denumirii „microbreccie" pentru calcarenitele de care ne ocupăm.

Dar cînd căutăm să stabilim în ce măsură au fost afectate de procesul de uzură mecanică, ajungem la concluzia că din acest punct de vedere între particule nu există deosebiri importante; în general au suferit uzură redusă. Rotunjirea mai avansată a unora se poate explica prin natura lor petrografică și chimică.

Aranjamentul particulelor clastice. Pentru a avea o imagine mai exactă asupra modului de

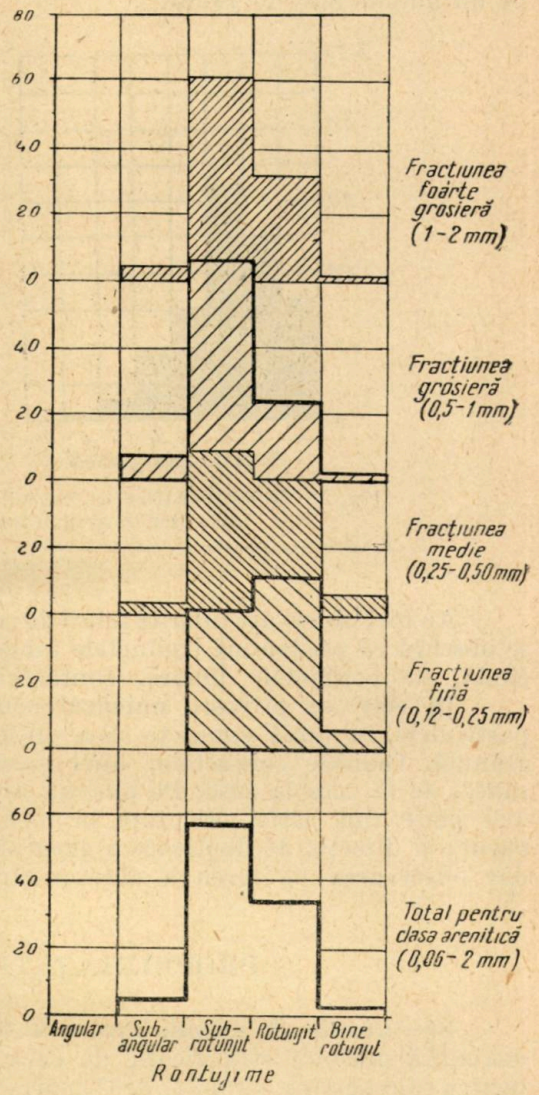


Fig. 4. — Graficul repartiției procentuale a gradelor de rotunjime ale clasticelor de calcare argiloase față de granulația calcarenitelor din stratele de Comarnic (bazinul văii Ialomiței).

De notat raporturile inverse dintre rotunjime și granulație (creșterea valorii rotunjimii o dată cu micșorarea dimensiunilor clasticelor).

aranjare a clasticelor calcarenitului ne-am îndreptat atenția spre studiul calitativ și cantitativ al contactelor dintre granule. Rezultatele obținute au o valoare statistică întrucîtva redusă, deoarece analiza s-a efectuat pe un număr mic de probe.

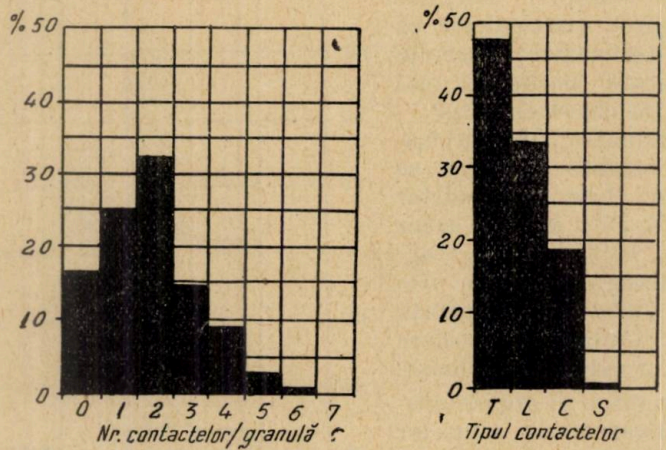


Fig. 5. — Graficul distribuției procentuale a numărului de contacte per granulă și tipurilor de contacte.

T, contacte tangențiale; *L*, contacte liniare; *C*, contacte concavo-convexe; *S*, contacte suturale.

Au fost observate diferite feluri de contacte între granule. Din figura 5 se observă că predomină contactele tangențiale urmate, în ordine descrescîndă, de contactele liniare, contactele concavo-convexe și suturale.

În ceea ce privește numărul contactelor pe granule, predomină particulele cu două contacte. S-a obținut o medie de 1,7 contacte pe granulă. Indicele contactelor unei granule suferă o dispersiune importantă, de la zero la șase. Pe alocuri, este evident că elementele clastice mai plate sînt astfel orientate în rocă, încît pot oferi indicații despre natura și direcția de deplasare a agentului de transport (pl. III, fig. 22), dar observarea pe teren a acestui caracter este foarte dificilă.

PROPRIETĂȚI TEXTURALE

Stratificația de curent. Prezența stratificației oblice la scară mică denumită obișnuit stratificație de curent, constituie un caracter comun pentru calcarenitele stratelor de Comarnic. Față de talpa și fața superioară a stratului, laminele frontale formează unghiuri în medie de 25°, iar particulele clastice alungite au înclinări conforme cu panta lor.

În toate cazurile observate această textură de curent se localizează în partea inferioară sau, mai rar, spre mijlocul stratului.

O particularitate a calcarenitelor constă în îmbinarea perfectă a sedimentației de curent cu sedimentația gradată (pl. I, fig. 18 și 19).

Într-unul din aceste cazuri granoclasarea este evidentă atît pe verticală cît şi pe orizontală (fig. 6); alteori într-un strat gradat, laminele frontale abia se observă, evidenţiate prin linii oblice de-a lungul cărora s-au acumulat clastice mai grosiere şi, uneori, predominant particule de gnaise.

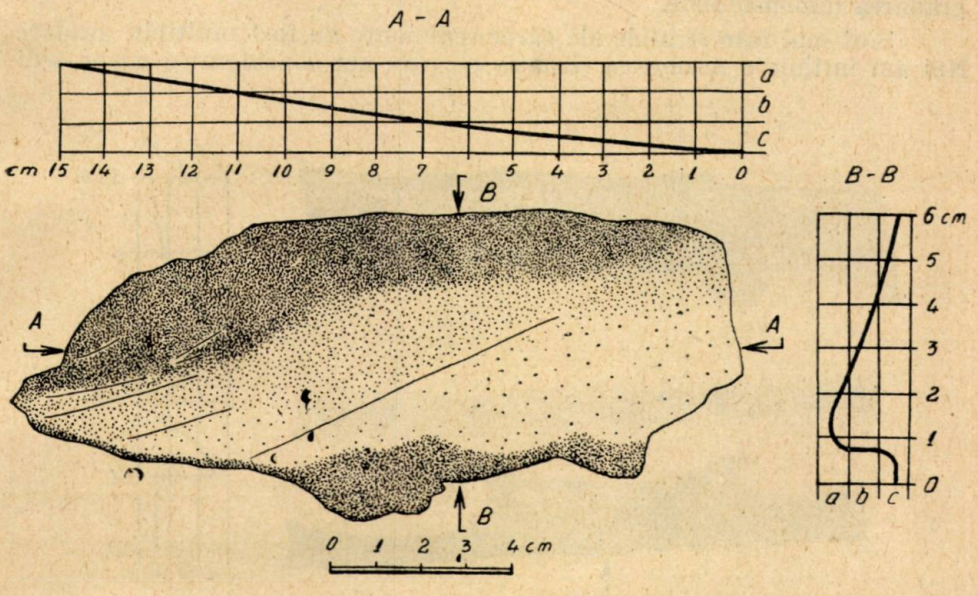


Fig. 6. — Calcarenit cu stratificaţie oblică şi sedimentaţie gradată (schiţa după o fotografie; pl. I, fig. 19). De notat că granoclasarea se observă atît pe verticală cît şi pe orizontală. La baza stratului gradat se evidenţiază un depozit mai fin cu fragmente de lamellibranhiate şi orbitoline. Densitatea punctelor creşte cu fineţea calcarenitului.

A—A şi *B—B*. Curbe aproximative ale indicelui de clasticitate generală; *a*, *b* şi *c*, fracţiunile arenitice grosieră, medie şi, respectiv, fină.

Alt caz îl constituie granoclasarea care apare din succesiunea pe verticală a laminelor frontale, de la talpa spre acoperişul stratului observîndu-se diminuarea dimensiunilor clasticelor, precum şi trecerea de la silico-arenite [1]) la calcarenite prin dispariţia, mai mult sau mai puţin gradată, a clasticelor de gnaise (pl. I, fig. 18).

Sedimentaţia gradată. Aceasta este trăsătura cea mai tipică a calcarenitelor din stratele de Comarnic. S-au putut observa majoritatea tipurilor descrise şi denumite de M. K s i a z k i e w i c z (9). De obicei, granoclasarea este simplă, continuă şi normală, de la fracţiunea grosieră la cea fină. Există şi strate ce sînt gradate pensimetric, fracţiunile mai fine situîndu-se în vecinătatea culcuşului şi acoperişului, astfel încît încadrează fracţiunea grosieră care nu se află chiar la mijlocul stratului (pl. II, fig. 21). Sînt frecvente cazurile cînd sedimentaţia gradată fiind discontinuă, tranziţia

[1]) În acest caz „silico" are un înţeles chimic, refrindu-ne la particule detritice reprezentate prin diverşi silicaţi (cuarţ, feldspaţi, mice), iar termenul „silic", întrebuinţat de A. W. G r a b a u (6), se referă la clastice de cuarţ, deci la compoziţie mineralogică.

între fracțiuni cu granulozitate diferită este rapidă (pl. III, fig. 23). Astfel s-a ajuns ca sedimentul fin, ușor laminar, să stea în unele părți direct peste elemente mari, mulîndu-le forma (pl. III, fig. 22). Nu este vorba de imprimarea prin tasare a clasticelor majore, deoarece este evidentă gradarea dimensiunilor.

Sînt mai rare stratele ale căror sedimente au fost multiplu gradate. Noi am întîlnit o asemenea situație pe care am considerat-o drept sedi-

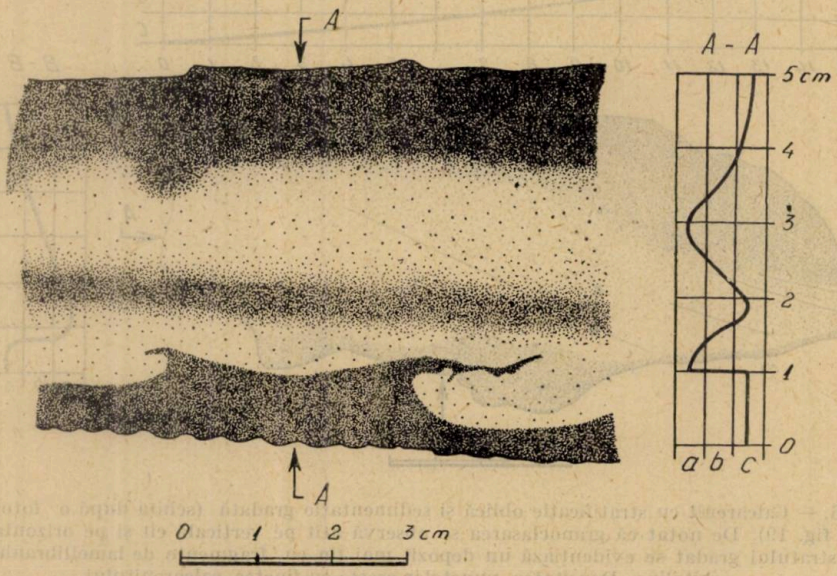


Fig. 7. — Sedimentație gradată. Depozitul calcarenitic fin situat la baza calcarenitului gradat complex a fost depus de alt curent și a fost deformat prin tasare diferențială. Densitatea punctelor crește cu finețea rocii.
A—A, Curba aproximativă a indicelui de clasticitate generală; *a*, *b* și *c*, fracțiunile arenitice grosieră, medie și, respectiv, fină.

mentație gradată, multiplă, posibil pensimetrică (fig. 7). Din punctul de vedere al granulației depozitelor se constată succesiunea: de la grosier la fin, din nou la grosier și din nou la fin. Între acești termeni gradația este evidentă.

Un fapt interesant pentru studiul sedimentației calcarenitelor este granoclasarea pe orizontală. Am menționat mai sus un caz de granoclasare atît pe verticală cît și pe orizontală asociată cu stratificație de curent. Un alt mod de granoclasare a fost observat pe valea Brății, la sud de Pietroșița. Rezultatele studiului sînt redate în figura 8, de unde rezultă că de-a lungul unui strat cu grosime constantă, partea inferioară grosier-granulară dispare treptat fiind înlocuită cu sedimente mai fine. Important pentru stabilirea direcției de aport a materialului este faptul că trecerea de la grosier la fin se face de la vest spre est.

Dar sedimentația gradată a materialului calcarenitelor nu constă numai din granoclasare ; aceasta este însoțită uneori de trecerea de la silicoarenite la calcarenite sau de la calcarenite la arenite micacee.

În general, între calcarenite și lutitele în care acestea sînt intercalate nu se observă o trecere gradată.

Laminarea. Ca trăsătură sedimentară, laminarea se constată și la

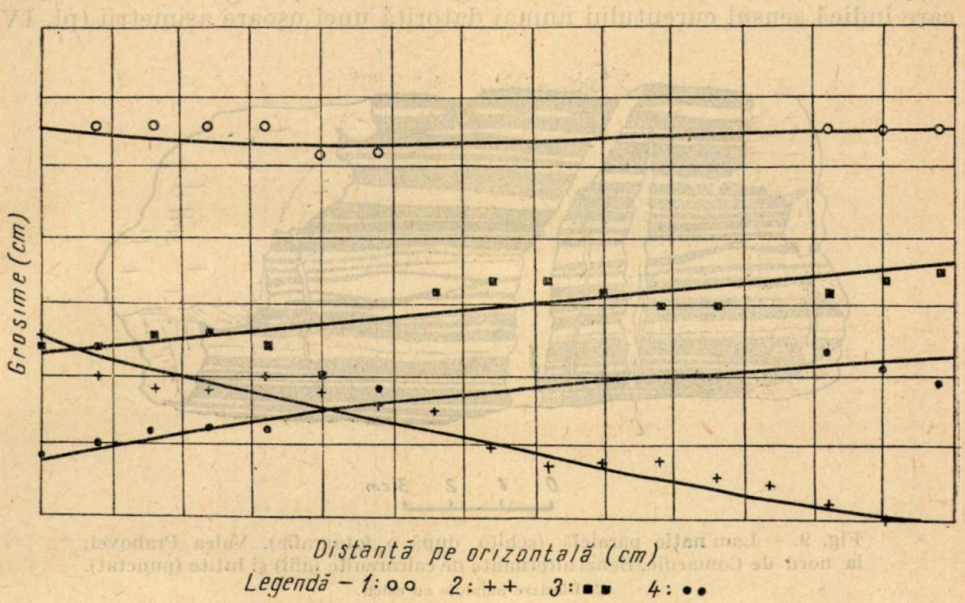


Fig. 8. — Graficul sedimentației gradate urmărită pe direcția stratului. Valea Brății, sud de Pietroșița.

1, Grosimea totală a stratului; *2*, grosimea părții inferioare, grosiere, a stratului; *3*, grosimea părții medii de granulație mijlocie a stratului; *4*, grosimea părții superioare fin granulare a stratului.

calcarenitele stratelor de Comarnic. Se poate observa o laminare paralelă, simplă, care constă din alternanța unor lamine ce diferă prin granulozitate și nuanță de culoare ; cele mai groase sînt uneori lenticulare (fig. 9). S-au constatat și situații cînd se combină laminarea cu sedimentația gradată. Într-unul din cazuri grosimea laminelor cu material mai grosier scade spre partea superioară a stratului și în același timp dimensiunile clasticelor lor se micșorează. În ansamblu se realizează o gradare simplă, continuă sau discontinuă. În alt caz, variind nu grosimea ci clasticitatea laminelor, din succesiunea acestora rezultă o gradație multiplă.

Textura curbicorticală. Aceasta nu este deosebit de frecventă în calcarenitele stratelor de Comarnic. Atunci cînd există se localizează în partea superioară a stratului.

Urme de curent. Altă caracteristică sedimentară importantă este oferită de prezența urmelor mecanice pe talpa stratelor calcarenitice. Se constată existența urmelor considerate ca provenind prin însăși acțiunea curentului („flute-casts" sau „turboglife") (pl. V, fig. 26), precum și a

urmelor ce s-au format în urma dragării exercitate de curent, prin intermediul unor obiecte transportate („drag-marks" sau „xinmoglife") (pl. V, fig. 27). La acestea se adaugă urmele caracteristice născute prin alunecarea stivelor de sedimente pe fundul bazinului („slide-marks" sau „olistoglife") (pl. VI, fig. 28).

Mai deosebite sînt unele turboglife evazate, în general izometrice, care indică sensul curentului numai datorită unei uşoare asimetrii (pl. IV,

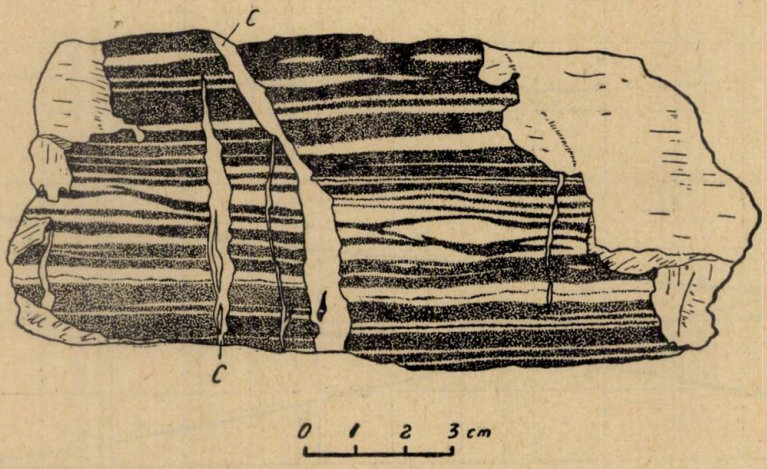


Fig. 9. — Lamînaţie paralelă (schiţă după o fotografie). Valea Prahovei, la nord de Comarnic. Benzi alternante de calcarenite (alb) şi lutite (punctat). *C*, Diaclaze umplute cu calcit.

fig. 24). Pe lîngă ele se află şi unele care se bifurcă în sensul de curgere a curentului („crescent-marks") (pl. IV, fig. 24, *b* şi pl. IV, fig. 25, a_1 şi a_2).

Stratonomie. Calcarenitele ce apar în stratele de Comarnic, precum şi unele din partea superioară a stratelor de Sinaia se prezintă ca intercalaţii în marne cenuşii. Ultimele sînt net preponderente, reprezentînd 80—90%. Stratele calcarenitice se caracterizează prin deosebita constanţă a grosimii (în general cuprinsă între 3 şi 30 cm, frecvent 10 cm).

INTERPRETAREA DATELOR

Calcarenitele stratelor de Comarnic prezintă numeroase şi variate trăsături sedimentare. Interpretarea lor este interesantă şi ne poate conduce la cunoaşterea mai profundă a condiţiilor de formare.

Transport. Nu este greu de indicat agentul de transport al materialului calcarenitelor, întrucît mai multe caractere sedimentare observate demonstrează aceasta; într-o primă aproximaţie este vorba de curenţi marini. Într-adevăr nu se pot explica existenţa stratificaţiei încrucişate

la scară mică, tendința de imbricare a elementelor, precum și urmele mecanice de talpă fără a se considera intervenția unor curenți.

Granoclasarea pe verticală și pe orizontală, mai ales cînd este asociată intim cu stratificația încrucișată, arată clar că rolul curenților nu a fost limitat la deplasarea unei cantități neînsemnate de material.

În interpretarea lui P h. H. K u e n e n (10) stratificația încrucișată denotă transportul sarcinii sedimentare prin tracțiune de-a lungul fundului. După același autor laminarea ar putea fi produsul tracțiunii însoțită de o puternică sortare locală.

Predominanța sedimentației gradate arată că în decursul transportului sarcina sedimentară s-a aflat esențial în suspensie. Pe măsura reducerii capacității de transport a curentului, fracțiunea cea mai grosier granulară a sarcinii existente ajungînd pe fund a fost transportată prin tracțiune. Astfel se explică granoclasarea combinată cu stratificația de curent.

Evidența fenomenului de compensare ce a avut loc între sarcina suspendată și cea supusă tracțiunii ne permite să considerăm că transportul materialului calcarenitic a fost efectuat de către curenți de fund.

După cum s-a arătat, studiul morfometric evidențiază faptul că uzura suferită de particulele clastice nu a fost importantă, deși calcarenitele vădesc o sortare avansată. Prin urmare, nu se poate afirma că acțiunea de sortare s-ar fi produs în urma prelucrării intense a materialului la țărmul mării. Mult mai justificată apare ipoteza transportului prelungit, în timpul căruia viteza agentului de transport a scăzut gradat; sarcina sedimentară aflîndu-se în suspensie, materialul a fost scutit de uzură, a avut posibilitatea să se diferențieze gravitațional și să se depună pe o suprafață mare. În decursul transportului materialului arenitic de către fluvii și curenții marini particulele calcaroase au fost dizolvate periferic, rotunjindu-se.

Prezența unor caractere ca sedimentație gradată, stratificație de curent îmbinată cu sedimentație gradată, sortare bună față de uzura redusă a materialului detritic, existența stratelor cu grosimi constante intercalate într-o masă lutitică, pledează pentru curenți de turbiditate ca agenți de transport ai materialului calcarenitic (10), (11), (7). Credem că în stadiul actual al cunoștințelor, curenții de turbiditate ne oferă cea mai rațională explicație a caracterelor sedimentare menționate mai sus.

Aportul materialului sedimentar. Încă mai demult s-a pus problema proveniență clasticelor de gnaise cu biotit, frecvente în stratele de Sinaia și stratele de Comarnic din bazinul văii Ialomiței. Asemenea roci cristaline nu apar nicăieri în loc în apropierea formațiunilor menționate. G. M u r g e a n u și D. P a t r u l i u s (1958)[1]) au presupus că rocile cu biotit au fost transportate prin curenți longitudinali dintr-un teritoriu situat la exterior de aria actuală de răspîndire a șisturilor cristaline din Leaota. Observațiile noastre sînt insuficiente, întrucît stratele de Comarnic sînt afectate de numeroase alunecări de teren recente, dar ele par să sprijine

[1]) G. M u r g e a n u și D. P a t r u l i u s, *Faciesurile barremian-apțianului și distribuția calcarelor recifale eocretacice pe marginea Munților Baiului*, Comunicare prezentată în sesiunea științifică a I.P.G.G., decembrie 1958.

ipoteza autorilor menționați. Astfel, la 20 km spre vest de Pietroșița am întîlnit aceleași gnaise cu biotit pe valea Dîmboviței la Cetățeni, ca elemente în conglomerate de tip Bucegi. De asemenea considerînd granoclasarea pe orizontală din stratele de Comarnic, precum și o măsurătoare a direcției de curent făcută asupra unor calcarenite cu stratificație de curent din nivelul de trecere dintre orizontul superior al stratelor de Sinaia și stratele de Comarnic (confluența văii Bizdidelului cu valea Zlacului), putem indica și noi un aport de material mai ales de la vest spre est, adică paralel cu direcția cutelor.

Factori și ambianță de sedimentare. Datorită fracționării gravitaționale a sarcinii clastice transportate de curenți, în timpul sedimentării materialul a fost granoclasat mai mult sau mai puțin vizibil.

Probabil că, inițial, matricea argiloasă a calcarenitelor a jucat rolul fracțiunii fin dispersate în mediul lichid, contribuind în mare măsură la constituirea amestecului supradens ce caracterizează curenții de turbiditate. Starea hidroplastică, consecință a depunerii rapide a sedimentelor, explică — după Ph. H. Kuenen (10) — curbicorticalitatea și deformările stratelor prin tasare diferențială.

Intervenția curenților de turbiditate, transportul îndelungat și cel puțin în parte longitudinal față de direcția cutelor, toate acestea ne conduc la concluzia sedimentării materialului calcarenitelor într-o ambianță marină de adîncime. Prezența ooidelor printre clasticele calcarenitelor demonstrează că aportul s-a făcut și dintr-o regiune litorală, cu ape agitate. Dezvoltarea sedimentației gradate arată că acești curenți de turbiditate plecați de pe șelf au străbătut o distanță suficient de mare pentru a oferi timpul necesar granoclasării masei de particule detritice în curs de transport. Întrucît acești curenți se deplasează în sens gravitațional pe taluzul continental, este normal să credem că sedimentul a fost transportat în ape adînci (sub nivelul de bază al acțiunii valurilor). Considerăm că depunerea a avut loc pe un fund cu înclinare domoală, ținînd seama de : 1) caracterul incomplet al stratelor gradate (în general lipsește partea superioară foarte fină) ; 2) existența urmelor de alunecare și 3) prezența anumitor rudite asociate cu calcarenitele (10).

În ipoteza curenților de turbiditate aplicată stratelor de Comarnic nu este necesar să se considere că întreg complexul a fost depus în același mod. Probabil că o mare parte din marnele în care sînt intercalate calcarenitele reprezintă sediment normal, pelagic.

În concluzie credem că stratele de Comarnic au fost sedimentate într-o ambianță batială, cu caracter predominant mîlos, caracterizată prin variații periodice, calitative și cantitative ale alimentării cu sediment.

DIAGENEZA

Compactizarea. Datorită naturii particulelor clastice ale calcarenitelor, aceste roci oferă cele mai clare indicații despre amploarea procesului de compactizare care le-a afectat.

Din puținele studii ce privesc compactizarea sedimentelor rezultă că acest proces comportă două etape : 1) apropierea granulelor pînă la contact și 2) rearanjarea și deformarea granulelor. Prin urmare, compactizarea unui sediment este limitată de rezistența granulelor la deformare și rearanjare.

Amploarea primei etape a compactizării este redată prin studiul numărului de contacte pe granulă ; pentru referințe asupra celei de-a doua

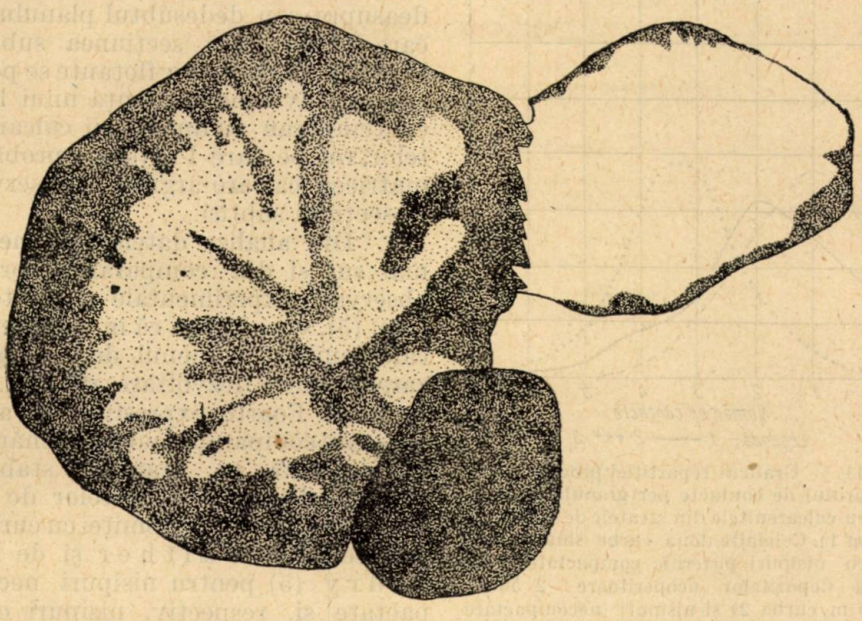


Fig. 10. — Contact sutural și concav-convex între clastice de natură calcaroasă. Calcarenitele stratelor de Comarnic (bazinul văii Ialomiței). Coama Muscelului (schiță la camera clară ; 77 ×).

etape este necesar să observăm felul contactelor dintre granule. După cum s-a arătat, din analiza cîtorva probe de calcarenite s-a ajuns la concluzia că predomină contactele tangențiale, deci contactele originale între clastice. Destul de important este și procentul de contacte concav-convexe (20%). Fără îndoială că acestea din urmă reprezintă efectul presiunilor suferite de sediment, care au determinat creșterea gradului de solubilitate al substanței calcaroase la contactul dintre două sau mai multe clastice (fig. 10). În ceea ce privește procentul de contacte liniare (35%) trebuie menționat că o parte din ele sînt contacte originale între clastice alungite. Dar, o bună parte din contactele liniare au fost observate între particule clastice în general izometrice ; de aceea trebuie să admitem că ele au rezultat în urma unor presiuni și că reprezintă stadii de evoluție de la contactele originale la cele concav-convexe. Contactele suturale, indicatoare de presiuni puternice, sînt extrem de rare în cadrul calcarenitelor din stratele de Comarnic (fig. 10).

Numărul mediu de contacte pe granulă (1,7) şi dispersiunea numărului de contacte pe granulă sînt foarte probabil majorate datorită sortării imperfecte a sedimentului şi formei variate a clasticelor.

Procentul însemnat de clastice flotante (cu zero contacte pe granulă) poate fi explicat în mai multe feluri. Este probabil că o parte din aceste clastice sînt totuşi în contact cu una sau mai multe particule detritice, deasupra sau dedesubtul planului pe care îl reprezintă secţiunea subţire. Prezenţa particulelor flotante se poate explica invocînd existenţa unui liant contemporan sedimentării calcarenitelor, rol pe care l-a jucat, probabil, matricea calcaro-argiloasă observată în secţiuni subţiri.

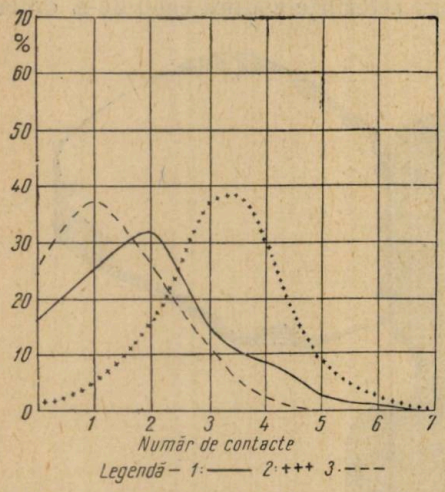


Fig. 11. — Graficul repartiţiei procentuale a numărului de contacte per granulă, stabilit pentru calcarenitele din stratele de Comarnic (curba 1). Celelalte două curbe sînt trasate pentru nisipuri puternic compactate (grosimea depozitelor acoperitoare: 2 500—4 000 m, curba 2) şi nisipuri necompactate (curba 3); (după A. Gaither, 1953).

Din analiza datelor enumerate mai sus şi din compararea lor cu observaţii experimentale şi de teren (25), (5), conchidem că în sedimentul calcarenitic fenomenul de compactizare a avut o dezvoltare redusă, dar nu nulă. Foarte expresivă în acest sens este comparaţia curbei numărului de contacte pe granulă, stabilită pentru calcarenitele stratelor de Comarnic de pe valea Ialomiţei cu curbele trasate de A. Gaither şi de Beaudry (5) pentru nisipuri necompactate şi, respectiv, nisipuri compactate (2 500 m pînă la 4 000 m grosimea depozitelor acoperitoare) (fig. 11). Se poate vedea curba calcarenitelor în poziţie intermediară faţă de celelalte două curbe, dar mult mai apropiată ca formă şi poziţie de curba arenitelor necompactate.

Cimentare. În secţiuni subţiri calcitul cimentului se prezintă ca agregate de indivizi cristalini, mai ales allotriomorfi, incolori şi cu orientare optică diferită. Observarea detaliată evidenţiază importante variaţii structurale. Se constată prezenţa unor agregate ai căror indivizi cristalini au forme foarte neregulate; limitele intergranulare sînt curbe sau în zig-zag; distribuţia dimensiunilor cristalelor este extrem de variată, uneori observîndu-se aglomerări de granule cu dimensiuni comparabile.

De asemenea se observă mozaicuri constituite din cristale de calcit mai regulate, dintre care unele sînt alungite şi orientate cu axele mari normal faţă de pereţii clasticelor principale.

Primul mod de prezentare caracterizează procesul de creştere diferenţială a granulelor în stare solidă (recristalizare); al doilea este rezultatul tipic al depunerii din soluţii (1).

Avînd aceste cîteva elemente cunoscute, putem afirma că liantul calcarenitelor este rezultatul colaborării a trei procese : 1) sedimentarea materialului fin, calcaro-argilos (matricea) ; 2) recristalizarea matricei şi 3) depunerea chimică a carbonatului de calciu ; constituirea cimentului se datoreşte ultimelor două procese.

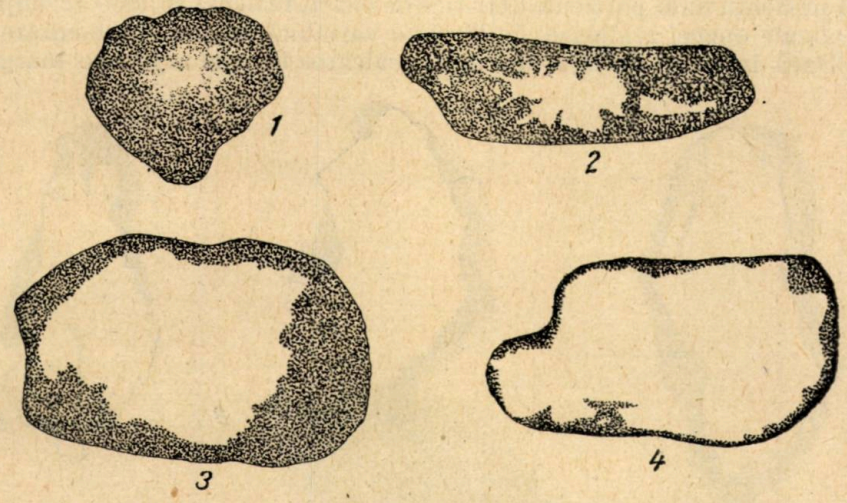


Fig. 12. — Particule clastice calcaroase, cu benzi periferice de natură esenţial argiloasă.

1—4, Stadii succesive de dezvoltare diagenetică. Calcarenitele stratelor de Comarnic (bazinul văii Ialomiţei) (desen la camera clară ; 70×).

După cum au arătat unii cercetători, pentru liantul depus chimic nu este neapărat necesar să fi existat un aport de soluţii din afara sedimentului. În urma solubilizării ce a afectat clasticele calcaroase, apa interstiţială a sedimentului a putut primi o cantitate importantă de carbonat de calciu care a fost precipitată ulterior în porii rocii.

RECRISTALIZAREA PARTICULELOR CLASTICE CALCAROASE

O particularitate a calcarenitului stratelor de Comarnic este imprimată de existenţa benzilor de culoare închisă care înconjură unele elemente clastice. Aceste benzi periferice, constituite din materie argiloasă, sînt limitate la exterior chiar de contactul granulelor ; limita internă este zimţată, uneori cu apofize dirijate spre centrul granulei, acesta din urmă fiind ocupat de calcit recristalizat.

Credem că acest caracter se datoreşte unor procese de reorganizare diagenetică care au acţionat asupra granulelor de la centru spre periferie. Materia argiloasă, mai stabilă din punct de vedere chimic, a fost împinsă spre periferia particulelor detritice de către cristalele de calcit în curs de dezvoltare. La microscop se pot observa stadii succesive de recristalizare de la interiorul spre exteriorul granulelor (fig. 12). Alteori se constată

descreşterea dimensiunilor cristalelor de calcit de la centru spre periferie, ultimele cristale nemaiavînd spaţiul necesar pentru a se dezvolta.

RECRISTALIZAREA MATRICEI

Studiul microscopic al calcarenitelor stratelor de Comarnic evidenţiază prezenţa unor particule detritice de cuarţ, feldspat şi mice înconjurate de pelicule opace, argiloase, cu lărgime variabilă, uneori fragmentare (fig. 13). Dacă în cazul detritusului argilo-calcaros benzile argiloase marginale

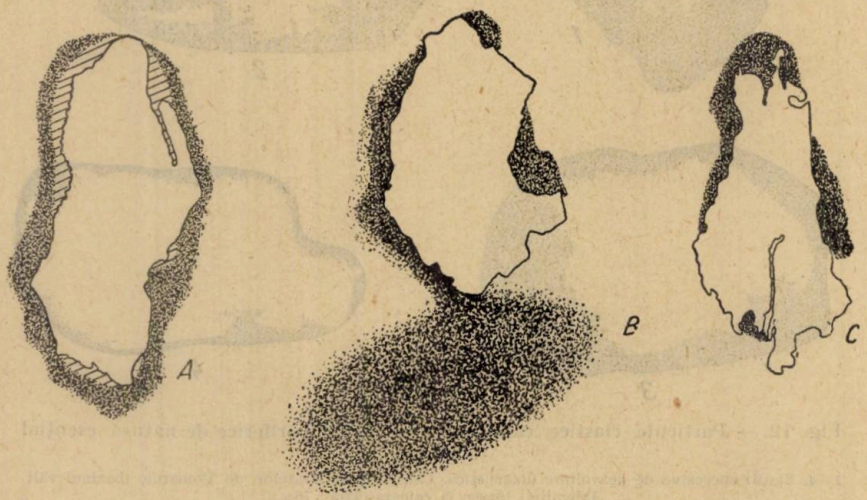


Fig. 13. — Substanţă argiloasă (punctat), peliculară (*A*) sau ca aglomerări (*B* şi *C*), aderentă pe suprafaţa unor particule clastice necalcaroase. Porţiunea haşurată : calcit fin granular. Calcarenitele stratelor de Comarnic (bazinul văii Ialomiţei) (desen la camera clară ; 70 ×).

constituie o parte integrantă a particulelor, peliculele argiloase mulează forma unor elemente de cuarţ, feldspat, clorit etc. şi se află în cadrul liantului la care deseori trec gradat diluîndu-se în masa calcitică.

Materia argiloasă, în general peliculară, se deosebeşte de matrice, aceasta din urmă fiind o substanţă calcaro-argiloasă ce conţine numeroase particule clastice de cuarţ, mai puţin mice ; deci nu putem admite că reprezintă relicte din matrice sustrase procesului de recristalizare.

Credem că substanţa argiloasă de care este vorba a rezultat în urma recristalizării suferite de liantul primar al rocii, deci că reprezintă reziduul argilos al matricei, acumulat — mai ales în jurul materialului detritic — sub influenţa presiunilor produse în timpul şi din cauza creşterii cristalelor de calcit.

Relaţiile $SiO_2 — CaCO_3$. Una din trăsăturile interesante şi aparte ale calcarenitului din stratele de Comarnic o constituie prezenţa particulelor clastice de cuarţ corodate. Acestea au o formă foarte neregulată, caracterizată prin margini fin şi variat dantelate (fig. 14).

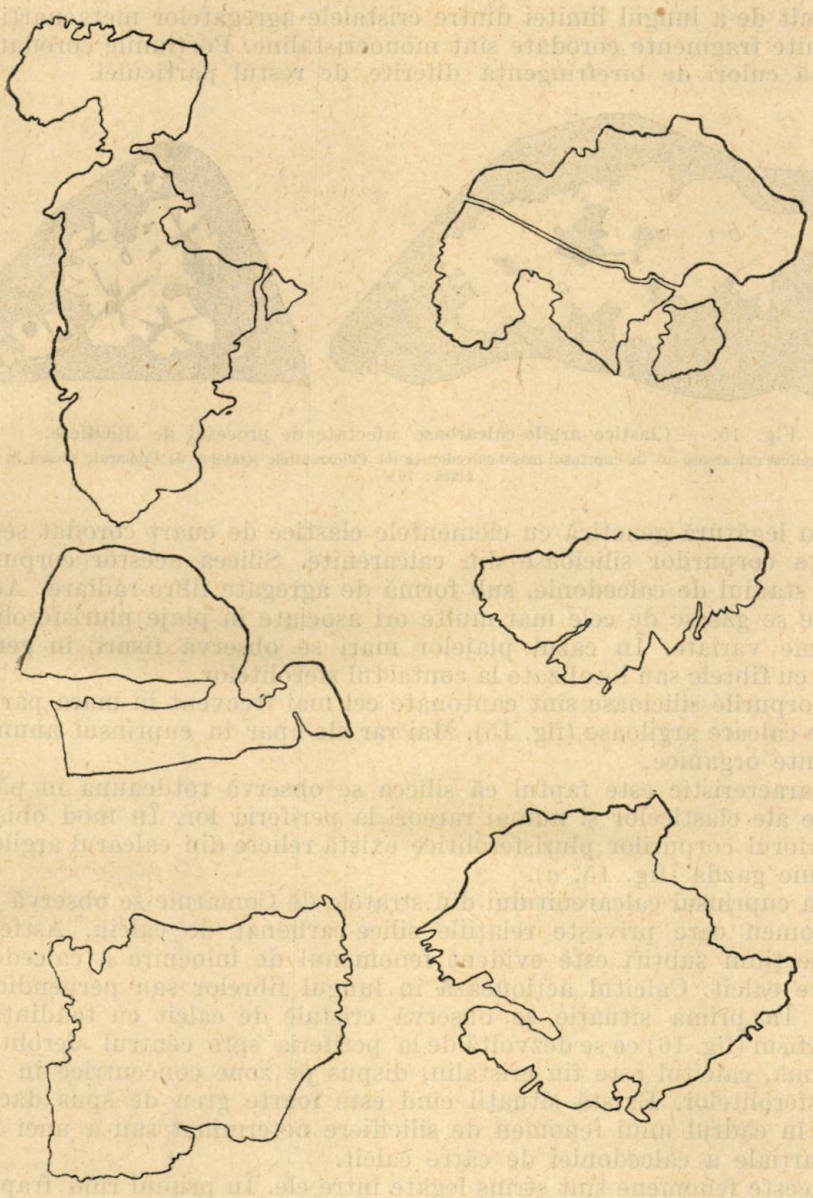


Fig. 14. — Granule arenitice de cuarț corodate de calcit. Din calcarenitele stratelor de Comarnic (desene la camera clară).

Particulele de cuarț corodate sînt întotdeauna înconjurate de calcit granular, incolor. Pe alocuri este evident că procesul de coroziune a avansat mai mult de-a lungul limitei dintre cristalele agregatelor metacuarțitice; dar multe fragmente corodate sînt monocristaline. Porțiunile corodate nu prezintă culori de birefringență diferite de restul particulei.

Fig. 15. — Clastice argilo-calcaroase afectate de procesul de silicifiere.
Se observă relicte calcaroase (*a*) în cuprinsul masei calcedonice (*b*). Calcarenitele stratelor de Comarnic (desen la camera clară; 70×).

În legătură genetică cu elementele clastice de cuarț corodat se află prezența corpurilor silicioase din calcarenite. Silicea acestor corpuri se află în stadiul de calcedonie, sub formă de agregate fibro-radiare. Aceste sferolite se găsesc de cele mai multe ori asociate în plaje plurisferolitice, cu forme variate. În cazul plajelor mari se observă fisuri, în general paralel cu fibrele sau localizate la contactul sferolitelor.

Corpurile silicioase sînt cantonate cel mai frecvent în masa particulelor de calcare argiloase (fig. 15). Mai rar ele apar în cuprinsul anumitor fragmente organice.

Caracteristic este faptul că silicea se observă totdeauna în părțile centrale ale clasticelor și numai rareori la periferia lor. În mod obișnuit în interiorul corpurilor plurisferolitice există relicte din calcarul argilos ce constituie gazda (fig. 15, *a*).

În cuprinsul calcarenitului din stratele de Comarnic se observă încă un fenomen care privește relațiile silice-carbonat de calciu. Astfel, în unele secțiuni subțiri este evident fenomenul de înlocuire a calcedoniei de către calcit. Calcitul acționează în lungul fibrelor sau perpendicular pe ele. În prima situație se observă cristale de calcit cu tendință de idiomorfism (fig. 16) ce se dezvoltă de la periferia spre centrul sferolitelor. În a doua, calcitul este fin cristalin, dispus pe zone concentrice în interiorul sferolitelor. Există situații cînd este foarte greu de spus dacă ne situăm în cadrul unui fenomen de silicifiere neterminat sau a unei înlocuiri parțiale a calcedoniei de către calcit.

Aceste fenomene sînt strîns legate între ele. În primul rînd frapează forma particulelor corodate de cuarț. Extrema delicatețe a conturului exclude posibilitatea transportului lor în starea în care se găsesc actualmente. Nu rămîne decît ipoteza coroziunii cuarțului în sedimentul calcarenitic de către calcit. Asemenea situații sînt citate destul de frecvent

în literatură, părîndu-se că silicea este solubilă în mediul alcalin. Astfel se cunoaşte înlocuirea cuarţului de către calcit, clorit, gibsit, siderit, chamozit.

Prin coroziunea clasticelor mai mari de cuarţ şi, eventual, solubilizarea totală a unor particule mai mici a devenit disponibilă o cantitate

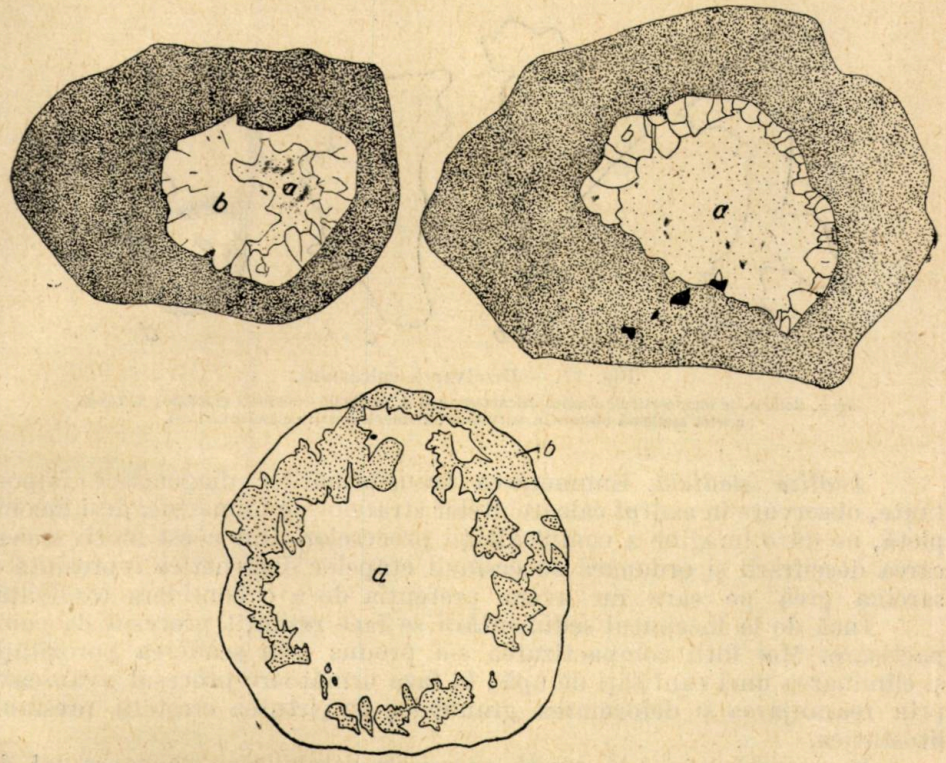


Fig. 16. — Accidente silicioase (*a*) a căror silice este înlocuită parţial de către calcit (*b*). Din calcarenitele stratelor de Comarnic (bazinul văii Ialomiţei) (desen la camera clară; 15,5 ×).

de silice, care neputînd rămîne mult timp în soluţie, precipită; de aceea migraţia sa va fi restrînsă. Astfel s-au putut constitui accidentele silicioase care au afectat mai ales clasticele argilo-calcaroase.

Ulterior, corpurile calcedonice au fost înlocuite parţial prin calcit. Această comportare a calcedoniei este tipică. Diverşi autori au observat susceptibilitatea mărită a „cherturilor" faţă de procesele de dizolvare şi înlocuire. Este încă un fapt ce nu şi-a găsit pînă acum explicaţia, întrucît se ştie că nu există nici o deosebire între silicea granulelor de cuarţ şi silicea „cherturilor", acestea din urmă avînd în plus mici incluziuni de lichid.

Dizolvarea $CaCO_3$. Studiul microscopic oferă probe ce demonstrează acţiunea de dizolvare suferită de unele clastice calcaroase. Se observă

relicte de calcare argiloase şi calcarenite resedimentate, ce au contururi dantelate caracteristice (fig. 17).

Cel puţin în parte, procesul de dizolvare a carbonatului de calciu s-a petrecut după recristalizarea suferită de elementele clastice argilo-calcaroase, după cum rezultă din studiul microscopic (fig. 17, *d*).

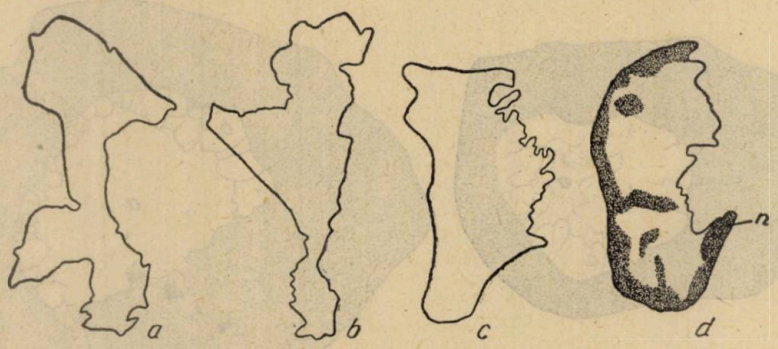


Fig. 17. — Dizolvarea calcarului.

a şi *b*, Relicte ale unor particule clastice calcaroase; *c* şi *d*, particule calcaroase corodate; *n*, bandă neagră argiloasă (desene la microscop; granulele aparţin clasei arenitice).

Analiza stadială. Enumerarea transformărilor diagenetice importante, observate în cadrul calcarenitelor stratelor de Comarnic, deşi incompletă, ne dă o imagine a complexităţii proceselor. Din acest motiv încercarea descifrării şi ordonării succesiunii etapelor diagenetice reprezintă o sarcină grea pe care nu avem pretenţia de a o considera rezolvată.

Încă de la începutul sedimentării se face resimţit procesul de compactizare. Mai întîi compactizarea s-a produs prin scăderea porozităţii şi eliminarea unei cantităţi de apă; în faza următoare procesul avansează prin rearanjarea şi deformarea granulelor în virtutea creşterii presiunii litostatice.

În această perioadă există premisele solubilizării carbonatului de calciu ce se traduc prin temperatură scăzută, presiune hidrostatică mare şi, în urma activităţii microorganismelor, presiunea bioxidului de carbon crescută (8). Astfel, datorită solubilizării în punctele de contact, se produce deformarea clasticelor calcaroase. Se creează condiţiile ca apa ce umple porii sedimentului să fie în curs de saturaţie cu $CaCO_3$. Probabil că în acest timp începe şi procesul de recristalizare prin creştere diferenţială şi în stare solidă a cristalelor de calcit, în prezenţa soluţiilor calcaro-carbonatate.

Dizolvarea carbonatului de calciu duce la mărirea rezervei alcaline, culminînd cu suprasaturarea soluţiilor. Mediul devine alcalin (pH-ul se ridică), ceea ce creează condiţii pentru corodarea cuarţului. Neputînd rămîne mult timp în soluţie, silicea va precipita imediat ce mediul devine propice din punct de vedere chimic, localizîndu-se în porţiunile cu conţinutul cel mai ridicat în materii organice (în cazul nostru, calcare argiloase şi fragmente organice).

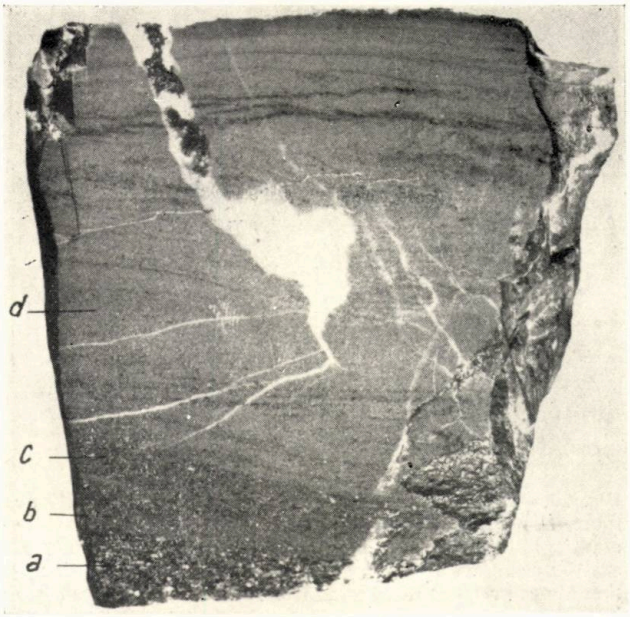


Fig. 18. — Calcarenit cu stratificație de curent și sedimentație gradată :

silico-arenit grosier-granular (*a*) ; calcarenit mediu-granular (*b*) ; silico-calcarenit mediu-granular (*c*) ; calcilutit (*d*). Valea Runcului, Bădeni (secțiune lustruită ; 0,73 ×).

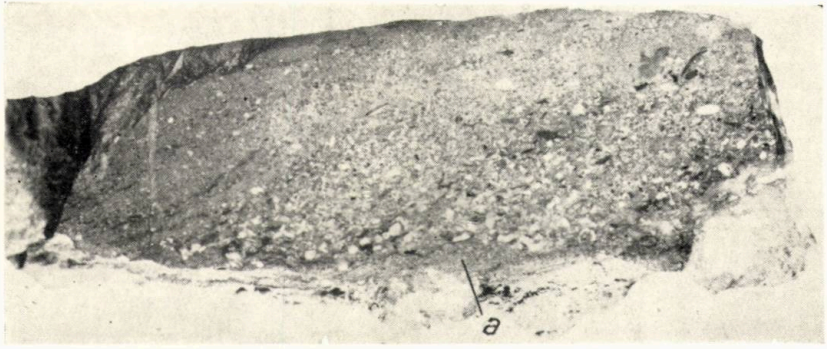


Fig. 19. — Calcarenit cu stratificație de curent și sedimentație gradată pe verticală și pe orizontală (a se vedea și fig. 6).

La baza stratului se observă un depozit mai fin (*a*) cu orbitolinide și fragmente de lamellibranhiate (a se vedea și pl. II. fig. 20). Vîrful Măgura Mare, Pietroșița (secțiune lustruită ; 0,60 ×).

Fig. 20. — Calcarenit cu sedimentație gradată. Secțiune lustruită perpendiculară pe strat (în extremitatea dreaptă a eșantionului reprezentat în pl. I, fig. 19). În baza stratului există un depozit fin cu orbitolinide și fragmente de lamellibranhiate, probabil resedimentate. Între fracțiunea fină din bază și cea grosieră cu stratificație de curent, nu se observă contact net; este o trecere rapidă, dar ușor gradată. Vîrful Măgura Mare, Pietroșița (secțiune lustruită; mărime naturală).

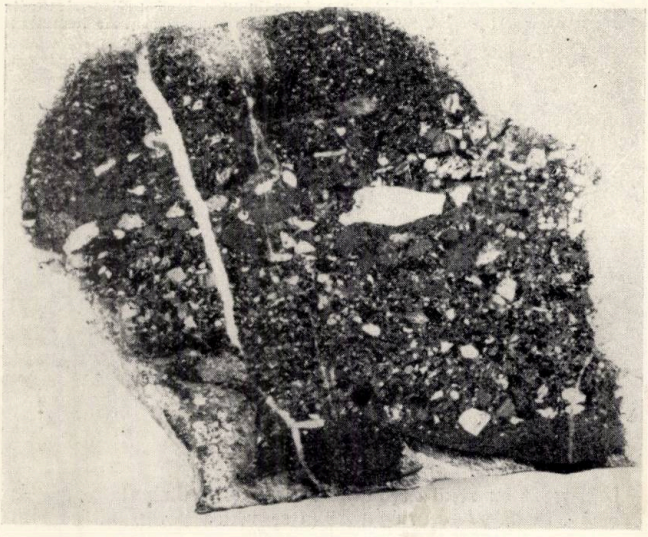


Fig. 21. — Calcarenit cu sedimentație gradată pensimetrică. Valea Prahovei, sud de Posada (secțiune lustruită; 0,68×).

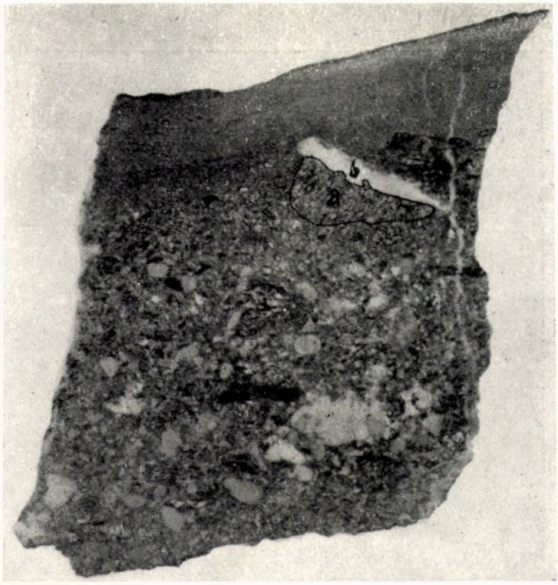


Fig. 22. — Calcarenit cu sedimentație gradată. Se observă o ușoară tendință de imbricare a elementelor mari (sensul curentului de la dreapta la stînga).

a, Element mare de gnais a cărui formă este mulată de partea lutitică laminară de la partea superioară a stratului; *b*, calcit secundar insinuat pe limita dintre elementul de gnais (*a*) și restul rocii. Plaiul dintre valea Lupului și valea Pietroșiței (secțiune lustruită; mărime naturală).

Fig. 23. — Calcarenit cu sedimentație gradată discontinuă. În partea superioară — calcilutit laminar. Versantul drept al văii Runcului, vest de Piatra-Iepei (secțiune lustruită; mărime naturală).

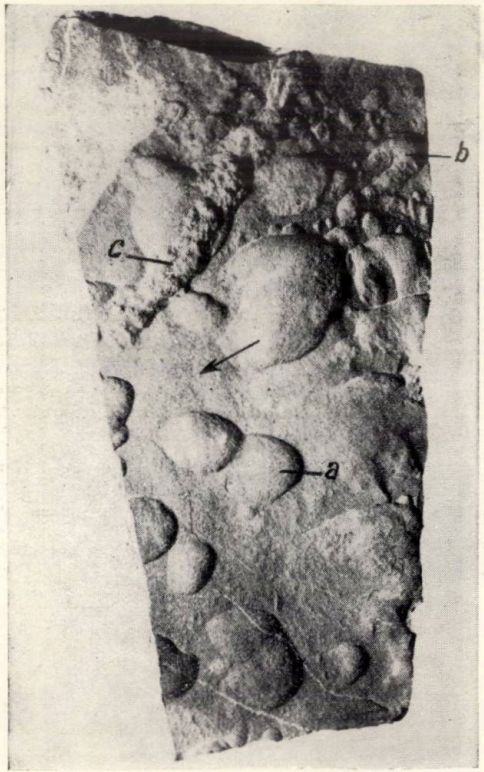


Fig. 24. — Calcarenit cu turboglife („flute-casts") evazate (*a*), „crescent-marks"(*b*) şi urme organice (*c*) ulterioare urmelor mecanice. Plaiul Şirnelor. Pietroşiţa (0,67 ×).

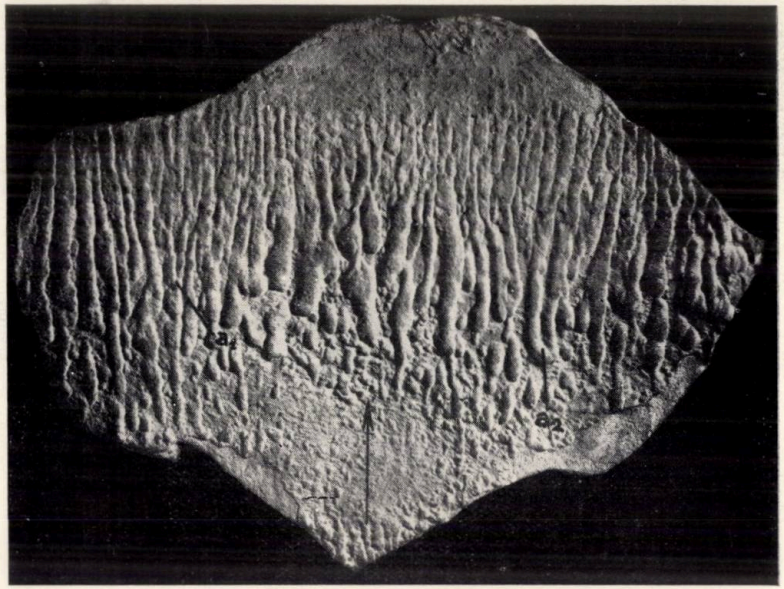


Fig. 25. — Calcarenit cu turboglife („flute-casts") şi „crescent-marks" (*a*), în parte deformate prin tasare diferenţială („load-casts").

De observat trecerea de la „flute-casts" la „crescent-marks" (a_1; stînga) şi de la „crescent-marks" la „flute-casts" (a_2; dreapta) în direcţia de curgere a curentului (0.5 ×).

Fig. 26. — Turboglifă („flute-casts") cu terminația crenelată. Plaiul dintre valea Lupului și valea Pietroșiței (0,86×).

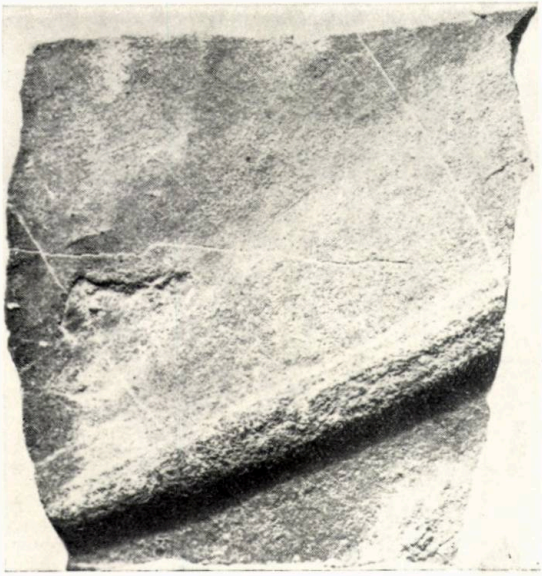


Fig. 27. — Urmă de dragaj („xinmoglife"; „drag-marks").Plaiul dintre valea Lupului și valea Pietroșiței.

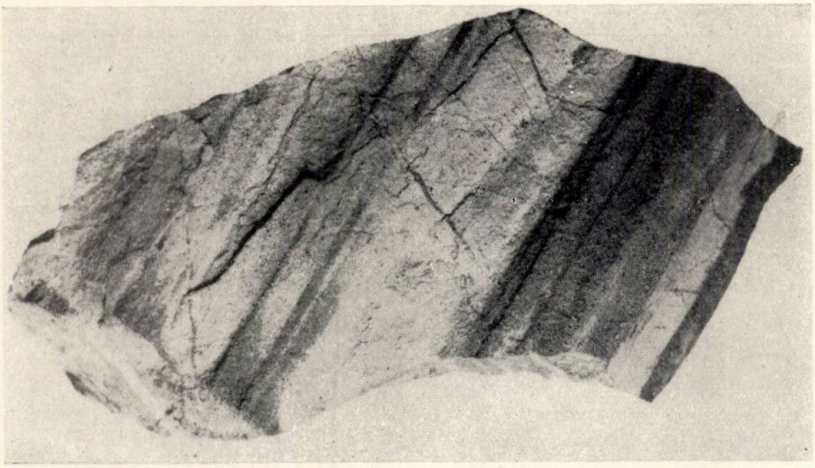


Fig. 28. — Calcarenite cu urme de alunecare („olistoglife"; „slidemarks").

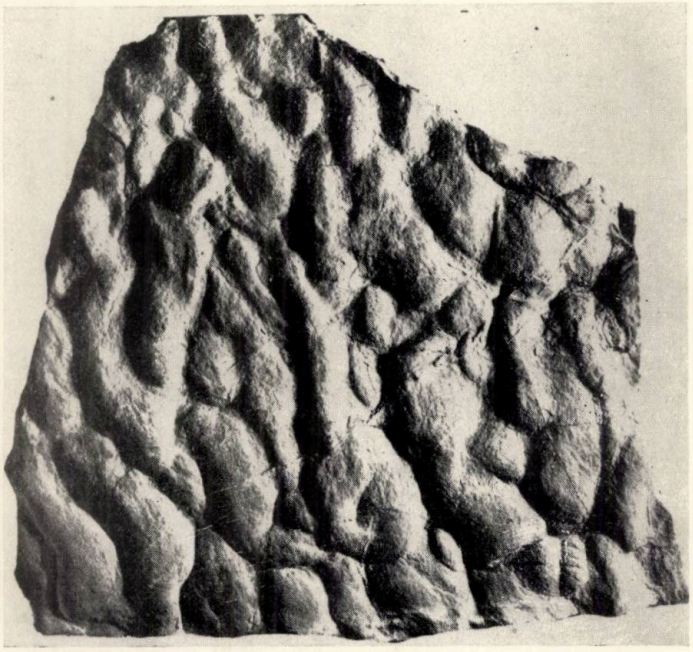


Fig. 29. — Calcarenite cu urme de tasare diferențială („tegoglife", „load-casts").

Concomitent trecerii în soluție a cuarțului, probabil că precipită carbonatul de calciu, această comportare fiind constatată și experimental (2). Eliberîndu-se o cantitate de bioxid de carbon, echilibrul fizico-chimic se modifică din nou, micșorîndu-se rezerva alcalină, ceea ce provoacă o reacție mai acidă a mediului. Este posibil ca precipitarea silicei să se producă la începutul acestei etape. În condițiile mediului acid se pune din nou problema dizolvării carbonatului de calciu, care contribuie la realizarea unei reacții ușor alcaline, caracteristică mediului marin, precum și rocilor calcaroase (20). În aceste condiții fizico-chimice calcedonia a putut fi înlocuită lent și parțial de către calcit. În plus, datorită și activității bacteriene s-au putut forma cristalele idiomorfe de pirită (24), material tipic diagenezei timpurii ce caracterizează mediul normal marin cu reacție ușor alcalină sau neutră.

Prezența sulfurii de fier indică potențialul redox scăzut al mediului diagenetic. Considerăm că este posibil ca cloritizarea biotitului, a cărui dezvoltare este relevată prin existența mai multor stadii de dezvoltare succesivă, să se fi petrecut în ambianța diagenetică a rocilor de care ne ocupăm. Aceasta ar indica o perioadă cu potențial de oxido-reducere mai ridicat decît cel necesar formării piritei, intermediar domeniilor pH ale sideritei și hidrogoethitului (22).

Este foarte probabil că schimbările condițiilor fizico-chimice în mediul diagenetic al calcarenitelor s-au petrecut în general sub influența activității bacteriene.

КАЛКАРЕНИТЫ СЛОЕВ КОМАРНИК. ТЕЧЕНИЯ, ОТЛОЖЕНИЯ, ДИАГЕНЕЗИС

РЕЗЮМЕ

На основании проведенного количественного микроскопического исследования, известняковым аренитам, входящим в состав слоев Комарник, можно присвоить наименование „калкаренитов" [1]). Показатель сортировки (So) калкаренитов колеблется в пределах от 1,3 до 1,5. Организмы и ооиды расположены в основном вокруг модального пункта и, повидимому, поведение их в процессе переноса аналогично поведению кластических частиц. Между степенью окатанности и зернистости известняковых кластических частиц наблюдаются обратные соотношения. Продвинутая степень окатанности этих частиц объясняется процессом поверхностного растворения. Наблюдается тесная связь между отсортированной и косой слоистостью, а также иероглифы механического происхождения. Образование калкаренитов объясняется переносом в мутных потоках и отложением в глубинной морской среде.

[1]) По А. В. Грабау (6) — „калкаренит" — название, данное песчаникам, содержащим более 50 % известнякового детрита.

В результате изучения количества контактов на одно зерно и различных типов контакта между зернами, выводятся заключения о процессе уплотнения калкаренитов. На основании микроскопического исследования установлен как первичный (материнский), так и вторичный характер основной массы этих пород (цемент, образовавшийся в результате перекристаллизации и химического осаждения). Встречаются зерна кварца, разъеденные кальцитом, с которыми тесно связаны кремнистые включения. Хальцедон, входящий в состав этих включений, впоследствии был частично замещен кальцитом. В результате перекристаллизации известковисто-глинистых кластических частиц образовались периферийные глинистые полосы черного цвета; а в результате перекристаллизации первичной основной массы — пленочные глинистые отложения. Выявлены детритовые известковые частицы, разъеденные в результате сильного растворения. Этот процесс развивался, по меньшей мере частично, после перекристаллизации вышеуказанных частиц.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта исследованного района.

Рис. 2. — Треугольная диаграмма минералогического состава калкаренитов, входящих в состав слоев Комарника (бассейн долины р. Яломицы).

Рис. 3. — Куммулятивные гранулометрические кривые для калкаренитов слоев Комарник (бассейн долины р. Яломицы).

Рис. 4. — График распределения (в %) степени окатанности кластических частиц глинистых известняков, в сопоставлении с зернистостью калкаренитов слоев Комарник (бассейн долины р. Яломицы).

Наблюдаются обратные отношения между степенью окатанности и зернистости (при повышении степени окатанности, уменьшаются размеры кластических частиц).

Рис. 5. — График распределения (в %) количества контактов на одно зерно и различных типов контактов. *T* — касательный контакт; *L* — линейный контакт; *C* — вогнуто-выпуклый контакт; *S* — шовный контакт.

Рис. 6. — Калкаренит с косой и отсортированной слоистостью («graded bedding») (зарисовка, сделанная по фотоснимку; табл. I, рис. 19).

Следует отметить, что закономерное изменение гранулометрического состава наблюдается как по вертикали, так и по горизонтали. В основании слоя с отсортированной слоистостью выделяются более тонкозернистые отложения с обломками пластинчатожаберных и орбитолин. Густота точек возрастает при переходе к более тонкозернистым калкаренитам. *A* — *A* и *B* — *B* — приблизительные кривые показателя общей кластичности; *a*, *b*, и *c* — соответственно, грубозернистая, среднезернистая и мелкозернистая фракции.

Рис. 7. — Отложения с отсортированной слоистостью. Слой тонкозернистого калкаренита в основании калкаренита с отсортированной слоистостью был отложен предшествующим течением и деформирован в результате дифференциального оседания.

Густота точек возрастает при переходе к более тонкозернистым породам. *A* — *A* — приблизительная кривая показателя общей кластичности; *a*, *b*, и *c* — соответственно, грубо-, средне- и тонкозернистая фракции.

Рис. 8. — График отсортированной слоистости по простиранию пласта. Долина Валя Брэций, к югу от Петрошицы. *1* — общая мощность пласта; *2* — мощность нижней грубозернистой части пласта; *3* — мощность центральной среднезернистой части пласта; *4* — мощность верхней тонкозернистой части пласта.

Рис. 9. — Параллельная слоистость (зарисовка, сделанная по фотоснимку). Дол. Праховы, к северу от Комарника. Чередование полос калкаренитов (белое) и пелитов (пунктир). *C* — трещины, заполненные кальцитом.

Рис. 10. — Шовный и вогнуто-выпуклый контакт кластических частиц известковистого характера. Калкарениты слоев Комарник (бассейн долины р. Яломицы). Гребень Коама Мусчелулуй (зарисовка с шлифа, 77 ×).

Рис. 11. — График распределения количества (в %) контактов на одно зерно, для калкаренитов слоев Комарник (кривая 1). Остальные две кривые характеризуют распределение количества контактов для сильноуплотненных песков (мощность покровных отложений: 2500—4000 м (кривая 2) и неуплотненных песков (кривая 3) (по А. Гайтеру, 1953).

Рис. 12. — Кластические известковистые частицы с периферийными полосами преимущественно глинистого состава. Приведенные четыре рисунка дают наглядную картину последовательных фаз диагенетического развития. Калкарениты слоев Комарник (бассейн р. Яломицы) (зарисовка с шлифа. 70 ×).

Рис. 13. — Глинистое вещество (пунктир), пленочное (*A*) и в виде скоплений (*B* и *C*) на поверхности кластических частиц неизвестковистого состава. Заштрихованный участок — тонкозернистый кальцит. Калкарениты слоев Комарник (бассейн долины р. Яломицы). 70 ×.

Рис. 14. — Зерна кварцевого песка, разъеденные кальцитом. Калкарениты слоев Комарник (зарисовка с шлифа).

Рис. 15. — Кластические известково-глинистые частицы, затронутые окремнением. Наблюдаются известковые реликты (*a*), включенные в массе хальцедона (*b*). Калкарениты слоев Комарник (зарисовка с шлифа. 70 ×).

Рис. 16. — Кремнистые включения (*a*) с частичным замещением кремнезема кальцитом (*b*). Калкарениты слоев Комарника (бассейн долины р. Яломицы) (зарисовка с шлифа. 15,5 ×).

Рис. 17. — Растворение известняка. *a* и *b* — реликты кластических известковистых частиц; *c* и *d* — корродированные известковистые частицы; *n* — глинистая черная полоса (зарисовки по микроскопическим наблюдениям; зерна относятся к аренитовому классу).

Таблица I

Рис. 18. — Калкаренит с косой и отсортированной слоистостью: силикоаренит грубозернистый (*a*); среднезернистый калкаренит (*b*); среднезернистый силикокалкаренит (*c*); калцилутит (*d*). Долина Валя Рункулуй, с. Бэдени (аншлиф; 0,73×).

Рис. 19. — Калкаренит с косой и отсортированной слоистостью, по вертикали и по горизонтали (см. также рис. 6). В основании пласта наблюдаются более мелкозернистые отложения (*a*) с Orbitolinidae и обломками пластинчатожаберных (см. также табл. II, рис. 20). Верш. Мэгура Маре. Петрошица (аншлиф; 0,60×).

Таблица II

Рис. 20. — Калкаренит с отсортированной слоистостью, Аншлиф вырезан перпендикулярно к слоистости (см. табл. I, рис. 19 — с правого края). В основании пласта наблюдаются тонкозернистые отложения с Orbitolinidae и обломками пластинчатожаберных, вероятно переотложенными. Между тонкозернистой фракцией основания и грубозернистой фракцией наблюдается не резкий, а постепенный и быстрый переход. Верш. Мэгура Маре, Петрошица (аншлиф; нат. вел.).

Рис. 21. — Калкаренит с отсортированной пенсиметричной слоистостью. Долина р. Праховы, к югу от Посады (аншлиф; 0,68 ×).

Таблица III

Рис. 22. — Калкаренит с отсортированной слоистостью. Наблюдается легкое стремление к чешуйчатости крупных элементов (направление течения справа-налево). *a* — фрагмент гнейса, облекаемая глинистым веществом в верхней части слоя; *b* — вто-

ричный кальцит, инфильтрующийся по контакту между фрагментом гнейса (*a*) и массой породы. Гребень, расположенный между долиной Валя Лупулуй и дол. Петрошицы (аншлиф; нат. вел.).

Рис. 23. — Калкаренит с отсортированной слоистостью. Наверху — слойчатый кальцилутит. Правый склон долины Валя Рункулуй, к западу от Пьятра Иепей (аншлиф; нат. вел.).

Таблица IV

Рис. 24. — Калкаренит с турбоглифами (следы течения «flute-casts») (*a*), «crescent-marks» (*b*) и органические следы (*c*), образовавшиеся после механических следов. Гребень Ширнелор, Петрошица (0,67 ×).

Рис. 25. — Калкаренит с турбоглифами (следы течения «flute-casts») и «crescent-marks» (*a*), частично деформированные в результате дифференциального оседания («load-casts»). Наблюдаются переходы от «flute-casts» к «crescent-marks» (a_1 — слева) и от «crescent-marks» к «flute-casts» (a_2 — справа) в направлении течения.

Таблица V

Рис. 26. — Турбоглиф («flute-casts») с зазубренной оконечностью. Гребень, расположенный между долинами Валя Лупулуй и Петрошица (0,86 ×).

Рис. 27. — След драгировки „ксинмоглифа"; «drag-marks». Гребень между долинами Валя Лупулуй и Петрошица.

Таблица VI

Рис. 28. — Калкарениты со следами скольжения «олистоглиф» («slide-marks»).

Рис. 29. — Калкарениты со следами дифференциального оседания («тегоглиф» «load-casts»).

LES CALCARÉNITES DES COUCHES DE COMARNIC : COURANTS, SÉDIMENTATION, DIAGÉNÈSE

RÉSUMÉ

L'étude microscopique quantitative des arénites calcaires des Couches de Comarnic permet d'attribuer à ces roches le nom de calcarénites. L'indice de triage granulométrique (So) des calcarénites varie entre 1,3 et 1,5. Un grand nombre d'organismes et d'ooïdes se trouvent toujours au voisinage du point modal, ce qui indiquerait que, durant le transport, ils se sont comportés comme des éléments clastiques. L'arrondissement et la granulation des clastiques calcaires se trouvent en rapport inverse. L'auteur explique leur degré d'arrondissement avancé par l'intervention du processus de solubilisation périphérique. Il remarque le parfait accord entre le granoclassement et la stratification oblique. Les hiéroglyphes

d'origine mécanique ne font pas, non plus, défaut. Selon l'auteur, les calcarénites auraient été transportés par des courants de turbidité et déposés dans une ambiance marine de profondeur.

L'étude du nombre de contacts par granule et des types de contacts entre les granules fournit quelques indications sur le processus de compactage des calcarénites. Les données fournies par l'étude microscopique démontrent que le liant des calcarénites a été engendré par des processus primaires (matrice) et secondaires (ciment de recristallisation et de précipitation chimique). On observe des granules de quartz, corrodés par la calcite, auxquelles sont liés, génétiquement, des accidents siliceux. La calcédoine de ces accidents a été ultérieurement remplacée, en partie, par la calcite. La recristallisation des clastiques argilo-calcaires a donné des bandes périphériques argileuses noires ; la recristallisation de la matrice a engendré par ségrégation des dépôts argileux pelliculaires. On y a identifié des particules détritiques calcaires fortement corrodées, la corrosion s'étant produite, du moins en partie, après la recristallisation de ces particules.

EXPLICATON DES FIGURES

Fig. 1. — Plan de la région étudiée.

Fig. 2. — Diagramme triangulaire illustrant la composition minéralogique des calcarénites des Couches de Comarnic (bassin de la Ialomița).

Fig. 3. — Courbes granulométriques cumulatives des calcarénites des Couches de Comarnic (bassin de la Ialomița).

Fig. 4. — Graphique de la répartition, en pour-cent, des degrés d'arrondissement des clastiques de calcaires argileux, par rapport à la granulation des calcarénites des Couches de Comarnic (bassin de la Ialomița). Noter les rapports inverses entre l'arrondissement et la granulation (augmentation des valeurs du degré d'arrondissement concomitante à la diminution des dimensions des clastiques).

Fig. 5. — Graphique de la distribution procentuelle du nombre de contacts par granule et des types de contact (T = contacts tangentiels ; L = contacts linéaires ; C = contacts concavo-convexes ; S = contacts suturaux).

Fig. 6. — Calcarénites à stratification oblique et granoclassement (esquisse d'après une photographie ; cf. pl. I, fig. 19). Noter que le classement des granules est visible, tant sur la verticale que sur l'horizontale. A la base de la couche granoclassée, un dépôt plus fin, à fragments de Lamellibranches et d'Orbitolines, est visible.

La densité des points augmente avec la finesse du calcarénite. $A-A$ et $B-B$, Courbes approximatives de l'indice de clasticité générale ; a, b et c = fraction arénitique grossière, moyenne et fine, respectivement.

Fig. 7. — Granoclassement (*graded bedding*). Le dépôt calcarénitique fin situé à la base du calcarénite granoclassé complexe a été déposé par un autre courant et a été déformé par tassement différentiel.

La densité des points augmente avec la finesse de la roche. $A-A$, Courbe approximative de l'indice de clasticité générale ; a, b et c, fraction arénitique grossière, moyenne et fine, respectivement.

Fig. 8. — Graphique du granoclassement, poursuivi sur la direction de la couche (valea Brății, au sud de Pietroșița). 1, épaisseur totale de la couche ; 2, épaisseur de la partie inférieure, grossière, de la couche ; 3, épaisseur de la partie médiane, de granulation moyenne, de la couche ; 4, épaisseur de la partie supérieure, de granulation fine, de la couche.

Fig. 9. — Laminage parallèle (esquisse d'après une photographie) (vallée de la Prahova, au nord de Comarnic).

Bandes alternatives de calcarénites (en blanc) et de lutites (pointillé). C, Diaclases remplies de calcite.

Fig. 10. — Contact sutural et concavo-convexe entre clastiques de nature calcaire. Calcarénites des Couches de Comarnic (bassin de la Ialomița ; Coama Muscelului). (Dessin à la chambre claire ; 77 ×.)

Fig. 11. — Graphique de la répartition du nombre de contacts par granule, établi pour les calcarénites des Couches de Comarnic (courbe 1). Les deux autres courbes sont tracées pour des sables à forte compacité — épaisseur des dépôts de recouvrement : 2 500 à 4 000 m (courbe 2) — et des sables non compactés (courbe 3). (D'après A. Gaither, 1955.)

Fig. 12. — Clastiques calcaires présentant des bandes périphériques, d'une nature essentiellement argileuse. Les quatre figures représentent des stades successifs de développement diagénétique. Calcarénites des Couches de Comarnic (bassin de la Ialomița). (Dessin à la chambre claire ; 70 ×.)

Fig. 13. — Substance argileuse (en pointillé), pelliculaire (*A*) ou sous forme d'agglomérations (*B* et *C*), adhérant à la surface de certaines particules clastiques non calcaires. La portion hachurée, en *A* : calcite granulaire fine. Calcarénites des couches de Comarnic (bassin de la Ialomița). (Dessin à la chambre claire ; 70 ×.)

Fig. 14. — Granules arénitiques de quartz corrodés par la calcite. Calcarénites des Couches de Comarnic. (Dessin à la chambre claire.)

Fig. 15. — Clastiques argilo-calcaires atteints par le processus de silicification. On remarque les relictes calcaires (*a*) inclus dans la masse de la calcédoine (*b*). Calcarénites des Couches de Comarnic. (Dessin à la chambre claire ; 70 ×.)

Fig. 16. — Accidents siliceux (*a*) dont la silice est partiellement remplacée par de la calcite (*b*). Calcarénites des Couches de Comarnic (bassin de la Ialomița). (Dessin à la chambre claire ; 15,5 ×.)

Fig. 17. — Dissolution du calcaire. *a* et *b*, Relictes de particules clastiques calcaires ; *c* et *d*, particules calcaires corrodées ; *n*, bande noire argileuse. (Esquisse au microscope ; les granules appartiennent à la classe des arénites.)

Planche I

Fig. 18. — Calcarénite à stratification de courant et granoclassement : silico-arénite à granules grossiers (*a*) ; calcarénite à granules moyens (*b*) ; silico-calcarénite à granules moyens (*c*) ; calcilutite (*d*) (vallée de Runcu, Bădeni). (Section polie ; 0,73 ×.)

Fig. 19. — Calcarénite granoclassé sur la verticale et sur l'horizontale et à stratification de courant (voir également fig. 6). A la base de la couche, on remarque un dépôt plus fin (*a*), à Orbitolines et fragments de Lamellibranches (voir également pl. II, fig. 20) (sommet de Măgura Mare, Pietroșița). (Section polie ; 0,60 ×.)

Planche II

Fig. 20. — Calcarénite granoclassé. Section polie perpendiculaire à la couche (à l'extrémité droite de l'échantillon représenté pl. I, fig. 19). A la base de la couche se trouve un dépôt fin à Orbitolines et fragments de Lamellibranches, probablement resédimentés. Entre la fraction fine, de la base, et la fraction grossière, à stratification de courant, on n'observe pas de contact net ; il y a une transition rapide, mais légèrement graduelle (sommet de Măgura Mare, Pietroșița). (Section polie ; grandeur naturelle.)

Fig. 21. — Calcarénite à granoclassement pensymétrique (vallée de la Prahova, au sud de Posada). (Section polie ; 0,68 ×.)

Planche III

Fig. 22. — Calcarénite granoclassé. On remarque une légère tendance à l'imbrication des éléments les plus grands (sens du courant : de droite à gauche). *a*, Grand élément de gneiss, dont la forme est moulée par la partie lutitique laminée de la partie supérieure de la couche ; *b*, calcite secondaire insinuée à la limite entre l'élément de gneiss (*a*) et le reste de la roche (plateau entre valea Lupului et la vallée de Pietroșița). (Section polie ; grandeur naturelle.)

Fig. 23. — Calcarénite à granoclassement discontinu. A la partie supérieure : calcilutite laminé (versant droit de la vallée de Runcu ; à l'ouest de Piatra-Iepei). (Section polie ; grandeur naturelle.)

Planche IV

Fig. 24. — Calcarénite à turboglyphes (« flute casts ») évasés (*a*), « crescent marks » (*b*) et traces organiques (*c*) ultérieures aux traces mécaniques (plateau de Ş rne ; Pietroşiţa). (0,67 ×.)

Fig. 25.— Calcarénites à turboglyphes (« flute casts ») et « crescent marks » (*a*), partiellement déformés par tassement différentiel (« load casts »). Remarquer la transition des « flute casts » aux « crescent marks » (a_1 ; à gauche) et des « crescent marks » aux « flute casts » (a_2 ; à droite) suivant le sens d'écoulement du courant. (0,5 ×.)

Planche V

Fig. 26. — Turboglyphe (« flute cast ») à extrémité crénelée (plateau entre valea Lupului et la vallée de Pietroşiţa). (0,86 ×.)

Fig. 27. — Trace de dragage (« xinmoglyphe » ; « drag marks ») (plateau entre valea Lupului et la vallée de Pietroşiţa.)

Planche VI

Fig. 28. — Calcarénites à traces de glissement (« olistoglyphes » ; « slide marks »).

Fig. 29. — Calcarénites à traces de tassement différentiel (tégoglyphes » ; « load casts »).

BIBLIOGRAFIE

1. BATHURST R.G.C., *Diagenesis in Mississipian calcilutites and pseudobreccias*, J. sed. Petrology, 1959, **29**, *3*.
2. CORRENS CARL W., *Zur Geochemie der Diagenesis. I. Der Verhalten von $CaCO_3$ und SiO_2*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1950, **1**, *1*.
3. DZULYNSKI STANISLAW i SLACZKA ANDREJ, *Sedymentacja i wskozniki kierunkowe transportu w warstwach krosskich*, Rocznik Polskiego Towarsystwa Geologiczvego, 1958, **28**, *3*.
4. EMERY K. O. a. RITTENBERG S. C., *Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil*, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 1952, **36**, *5*.
5. GAITHER A., *A study of porosity and grain relationships in experimental sands*, J. sed. Petrology, 1953, **22**, *3*.
6. GRABAU A. W., *On the classification of sedimentary rocks*, Am. Geol., 1904, **33**.
7. HVOROVA I. V., *Originea flişului*, Rev. de referate, geol-geogr., 1959, *3*.
8. КЛЕНОВА М. В., *Геология моря*, Ленинград, 1948.
9. KSIAZKIEWICZ M., *Uwarstwienie frakcjonalne i laminowane we fliszu Karpakim*, Rocznik Polskiego Towarsystwa Geologiczwago, 1952, **22**, *4*, 1.
10. KUENEN PH. H., *Significant features of graded bedding*, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 1953, **37**, *5*.
11. — *Sole markings of graded greywacke beds*, J. of Geol., 1957, **65**.
12. MRAZEC L. şi VOITESTI I. P., *Cîteva date noi asupra klippelor carpatice*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1911—1912, **3**.
13. MURGEANU G., *Cretacicul şi Terţiarul în împrejurimile Pietroşiţei şi Bizdidelului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1925—1926, **14**.
14. — *Ridicări geologice între valea Ialomiţei şi valea Bîrbuleţului, la nord de Pucioasa-Pietrari (judeţul Dîmboviţa)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1926—1927, **15**.

15. MURGEANU G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teşila*, An. Inst. geol. Rom., 1931, **16**.
16. MURGEANU G. şi PATRULIUS D., *Flişul cretacic din regiunea pasului Predeluş*, Stud. şi cercet. geol., 1959, **IV**, *1*.
17. PATRULIUS D., *Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi*, Dări de seamă Com. geol. Rom., 1948—1949, **36**.
18. ПОЛОВИНКИНА И. И., *Структуры горных пород. Осадочные породы*, Госгеолиздат, Москва, 1948, **II**.
19. POWERS N. C., *A new roundness scale for sedimentary particles*, J. Sed. Petrology, 1953, **23**, *2*, 117.
20. ПУСТОВАЛОВ Л. В. и СОКОЛОВА Е. И., *Методы определения pH и Eh в осадочных породах*, Методы изучения осадочных пород, Москва, 1957, **2**.
21. RUHIN L. B., *Notions fondamentales sur la préparation des données pratiques*, în *Méthodes d'étude des roches sédimentaires*, Paris, 1958, **1**.
22. СТРАХОВ Н. М., *Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях*, Методы изучения осадочных пород, Москва, 1957, **2**.
23. STRAHOV N. M., *Stadiile de formare a rocilor sedimentare şi problemele legate de studierea lor*, Rev. de referate, geol. — geogr., 1959, *4*.
24. ТАГЕЕВА Н. В. и ТИХОМИРОВА Н. М., *Некоторые черты раннего диагенеза осадков северно-западной части Черного моря*, Доклады Академии Наук СССР, 1957, **112**, *3*.
25. TAYLOR JANE M., *Pore space reduction in sandstones*, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **34** *4*.
26. ВАССОЕВИЧ Н. Б., *Флиш и методика его изучения*, Гостоптехиздат, Москва, 1948.
27. — *О флише*, Материалы к съезду Карпато-Балканской Ассоциации, Киев-Львов, 1958.

OBSERVAȚII SEDIMENTOLOGICE ASUPRA DEPOZITELOR CRETACICULUI SUPERIOR DIN VALEA DOBRIȚEI (BAZINUL VĂII DÎMBOVIȚEI)

DE

L. CONTESCU și N. MIHĂILESCU

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie, din 19—21 mai 1960

Depozitele predominant marnoase denumite „pelagice" par mult mai lipsite de varietate, mai unitare din punct de vedere litologic și stratonomic decît cele de tip fliș sau molasă. Singura variație este aceea a culorii lor. Depozitele „pelagice", la care culoarea roșie este predominantă, sînt cunoscute sub numele de „couches rouges".

În regiunea de curbură a Carpaților, marnele roșii au fost separate pentru prima oară de către V. Popovici-Hatzeg ca o entitate unitară, atribuită de el senonianului. Mai tîrziu, G. Murgeanu (6) a deosebit, în regiunea Cotenești — Bădeni, un pachet de depozite marnoase de vîrstă vracono-cenomaniană. Ulterior, depozite de aceeași vîrstă, incluse și ele pînă atunci în „marnele roșii", au putut fi separate pe întreaga arie a Carpaților Orientali, astfel încît termenul de marne roșii s-a restrîns numai la un anumit tip de depozite cu caractere litologice și paleontologice bine precizate. Cercetările întreprinse de G. Murgeanu și D. Patrulius au pus în evidență faptul că în regiunea Cotenești — Bădeni există toți termenii cretacicului superior (7). În depozitele neocretacice de pe valea Dobriței (afluent al văii Măgurei, care, la rîndul ei confluează cu Dîmbovița la Cetățeni — Lăicăi) s-au putut efectua separații litologice, la scara metrilor sau fracțiunilor de metru, care arată marea diversitate a depozitelor de tip „pelagic" considerate omogene și monotone.

I. PROFILUL LITOLOGIC AL VĂII DOBRIŢEI

Depozitele cercetate aparţin vraconianului superior, cenomanianului, turonianului şi senonianului. Asupra depozitelor senoniene au fost efectuate şi analize chimice [1]).

1. Orizontul marnelor grezoase cenuşii are un litofacies omogen, fiind constituit din marne argiloase cu trecere la marne grezoase sau gresii marnoase. Stratificaţia este greu discernabilă. La microscop a fost pusă în evidenţă prezenţa cuarţului, feldspaţilor, muscovitului, biotitului şi a unor minerale grele. Fauna şi microfauna orizontului atestă vîrsta lui vraconian superioară (7).

2. Orizontul marnelor cenuşii şi al gresiilor muscovitice urmează în continuitate de sedimentare şi este constituit din marne şi marne calcaroase cenuşii şi violacee către partea superioară, precum şi din gresii muscovitice în strate de 50—150 cm. Se poate observa că pachetul unitar de gresii muscovitice de la Coteneşti — Bădeni se destramă spre Lăicăi în mai multe strate. Orizontul marnelor cenuşii şi al gresiilor muscovitice, în grosime de circa 150 m, a fost atribuit, pe baza asociaţiei micropaleontologice, cenomanianului.

3. Deasupra se situează un orizont de marne cenuşii cu rare intercalaţii grezoase. Stratificaţia este adesea absentă. Grosimea orizontului atinge 15 m. Microfauna este caracteristică — după M. Tocorjescu — turonianului inferior şi, eventual, celui mediu.

4. Între marnele cenuşii turoniene şi marnele roşii maastrichtiene se situează complexul marnelor grezoase policolore [2]).

a) În bază se deosebeşte un orizont de marne şi marno-calcare, uneori grezoase, de culoare verde, avînd o grosime de 0,3—0,4 m. La microscop se observă, într-o masă de calcit şi minerale argiloase, granule de cuarţ, muscovit şi glauconit.

b) Urmează, cu o grosime de 5—6 m, un orizont de marne calcaroase grezoase roşii, lipsite de stratificaţie. Roca este adesea o brecie în care, într-o matrice grezoasă roşie, se găsesc numeroase fragmente de marno-calcare verzi, paiete mari de muscovit şi granule de glauconit.

c) Orizontul următor este constituit din marne grezoase cenuşii, lipsite de stratificaţie. Roca, ce trece pe alocuri la o gresie marnoasă, conţine granule de cuarţ şi glauconit precum şi paiete de sericit şi muscovit. Orizontul are 3 m grosime.

d) Marnele grezoase cenuşii trec la un orizont de marno-calcare cenuşii, sau verzui, cu numeroase pete de culoare violacee sau vişinie, avînd o grosime de 7 m. Se găsesc rare paiete de muscovit, granule de cuarţ şi glauconit.

e) Ultimul orizont al complexului marnelor grezoase policolore are o grosime de aproximativ 1,5—2 m şi este constituit din marne grezoase

---

[1]) Analizele chimice au fost efectuate în laboratoarele Întreprinderii de prospecţiuni a Comitetului geologic.

[2]) N. Mihăilescu, *Marnele de ciment de la Lăicăi*, Arh. I.P.G.G., 1959.

cenușii sau roșcate, conținînd muscovit și glauconit într-o cantitate mai mare, fapt care îi conferă un aspect detritic mai accentuat.

Atît poziția, cît și microfauna indică pentru aceste cinci orizonturi o vîrstă senonian inferioară, fiind însă posibilă atît prezența turonianului superior cît și a maastrichtianului inferior.

5. Orizontul marnelor roșii cuprinde nu numai marne, dar și marno-calcare dure sau marne grezoase mai micacee. Stratificația este greu discernabilă. În masa de bază, constituită din calcit și minerale argiloase, se recunosc granule de cuarț, paiete de muscovit și rare granule de glauconit. În cadrul orizontului marnelor roșii au fost puse în evidență două nivele de brecii mărunte și un strat de marne calcaroase și gresii cu granule de cuarț și glauconit mai abundente. Pe valea Dobriței este prezentă numai partea inferioară a marnelor roșii, avînd o grosime de 15—20 m. Microfauna conținută indică o vîrstă maastrichtiană.

Marnele roșii reprezintă ultimul termen studiat în detaliu de noi. Însă, la scară regională, între ele și flișul eocenului de Șotrile a putut fi separat încă un orizont, avînd caractere sedimentografice cu totul particulare. Acest orizont va fi descris ulterior, mai ales că de cercetarea lui detaliată este legată și problema limitei cretacic-paleogen.

II. STUDIUL COMPARATIV AL DEPOZITELOR SENONIENE

Studiul petrografic și chimic al complexului marnelor grezoase policolore și al marnelor roșii a permis compararea diferitelor tipuri litologice, pe baza unor diagrame de variație a componenților chimici (fig. 1). Indicele de frecvență al cuarțului ca și cel de clasticitate au fost calculate conform definiției date de A. C a r o z z i (3), considerînd însă o suprafață de secțiune subțire de 64 mm^2.

S-au putut observa următoarele:

— **Frecvența cuarțului** detritic nu corespunde cu simpla apreciere macroscopică.

— Indicele de clasticitate reflectă gradul de finețe al rocii.

— Procentul de silice (detritică și chimică) scade către partea superioară a succesiunii. În baza marnelor roșii se observă însă o creștere destul de importantă a procentului de silice.

— Deși relația dintre conținutul în Fe_2O_3 și culoarea roșie nu este prea evidentă, se remarcă totuși un conținut mai scăzut de Fe_2O_3 în rocile cenușii.

— Prezența sulfului este strîns asociată cu culoarea cenușie; rocile roșii nu conțin sulf.

— Între indicele de clasticitate și cel de frecvență a cuarțului există un raport invers. Acolo unde frecvența cuarțului și conținutul total de silice nu variază în același sens, înseamnă că procentul de silice chimică este mai important.

— În general alura curbei Al_2O_3 o urmează pe aceea a SiO_2, ceea ce ar putea însemna că SiO_2 chimic este legat cu Al_2O_3 în alumosilicați. Curbele Al_2O_3 și Fe_2O_3 sînt și ele comparabile.

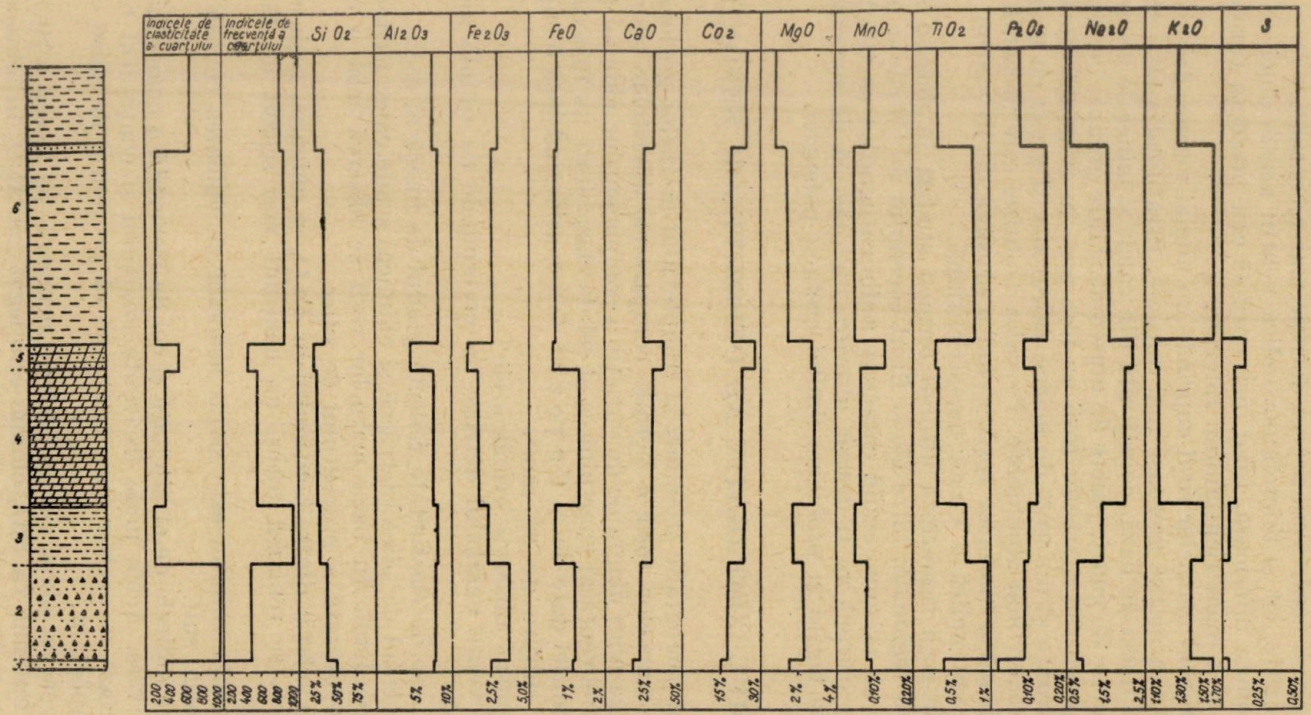


Fig. 1. — Diagrame reprezentînd variaţia conţinutului în diferite elemente a depozitelor senoniene (complexul marnelor grezoase policolore şi orizontul marnelor roşii).

1, Marne şi gresii marnoase verzi ; *2*, marne calcaroase grezoase, în parte brecioase, roşii ; *3*, marne grezoase cenuşii ; *4*, marne cenuşii cu pete violacee sau vişinii ; *5*, marne grezoase cenuşii sau roşcate ; *6*, marne roşii.

— Variația conținutului în CaO este perfect asemănătoare cu aceea a CO_2, ceea ce indică asocierea lor sub formă de $CaCO_3$. Curba MgO nu indică o asociere a magneziului cu carbonatul de calciu.

— Curbele TiO_2 și P_2O_5 au o alură asemănătoare și sînt comparabile la rîndul lor cu aceea a Fe_2O_3 și mai ales a Al_2O_3.

— Curba K_2O este comparabilă cu cele ale Al_2O_3 și SiO_2, posibil din cauza prezenței unei părți din potasiu în silicați.

— Conținuturile în Al_2O_3 și Fe_2O_3 variază în sens invers cu acelea în CaO și CO_2. Cum abundența $CaCO_3$ se datorește în bună măsură organismelor calcaroase, rezultă o scădere a cantității de organisme o dată cu un aport mai mare de materie argiloasă.

Unele elemente (cuarțul detritic, Ti, P, o parte din SiO_2, Al, Fe, Mn) au o origine continentală, iar altele (Mg, Na, K) sînt de origine marină (5); Ca, P, Mn, S, K ar putea avea o origine dublă, marină și continentală.

Privite din acest punct de vedere cîteva orizonturi devin interesante. Astfel, ultimul orizont al complexului marnelor grezoase policolore se caracterizează printr-o scădere a procentului de elemente terigene (Si, Al, Fe, Ti, P) și un procent mai mare de elemente de natură marină sau posibil marină (Ca, Mg, Mn, Na). În schimb, baza marnelor roșii arată o creștere netă a conținutului în elemente terigene. Acest fapt reprezintă un argument de natură chimică și mineralogică în favoarea caracterului transgresiv al marnelor roșii, caracter pus în evidență de cartările detaliate [1]).

Se mai poate constata că în cuprinsul pachetului litologic unitar al marnelor roșii are loc o scădere a ponderii elementelor de origine marină ca și a celor argiloase, și asociate lor și o creștere a $CaCO_3$ și Fe_2O_3.

III. ÎNCERCARE DE INTERPRETARE

Cauza colorației roșii și a alternanțelor de diferite culori a depozitelor „pelagice" nu este încă lămurită; se admite că variațiile de Eh și pH sînt în mare măsură responsabile de natura culorii ca și de păstrarea ei (9). Se mai admite că în cele mai multe cazuri colorația roșie este cea inițială și nu reprezintă un fenomen diagenetic. Este probabil că trebuie admise cauze și origini diferite ale colorației roșii (8).

În regiunea văii Dîmboviței s-a putut observa că sulful, legat de activitatea organică și de procesele de reducere, este prezent numai în rocile cenușii. În depozitele roșii, în jurul unor fragmente negricioase, probabil de origine organică, se observă o zonă de colorație cenușie sau verzuie.

La scară regională se remarcă înlocuirea treptată a depozitelor senoniene cenușii prin depozite sincrone roșii dinspre nord (Albești, Stoenești, Tohan, Moroeni) spre sud (Lăicăi, Runcu — Fieni). La scară stratigrafică se constată o trecere treptată de la culoarea cenușie a depozitelor vracono-cenomaniene la culoarea roșie a marnelor maastrichtiene. Aceste

[1]) G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu și D. Jipa, *Depozitele cretacice din bazinul văii Ialomiței*, Arh. Com. geol., 1958.

observaţii concordă cu cele ale lui R. B r i n k m a n n (2) care a demonstrat că în regiunile de mică adîncime, pasive din punct de vedere epirogenic, depozitele pelagice sînt cenuşii, pe cînd în regiunile de adîncime mai mare şi de subsidenţă activă culoarea lor este roşie; rocile au culoarea cenuşie datorită reducerii hidroxizilor ferici de către substanţa organică abundentă pe şelfurile stabile de mică adîncime.

Rezultă, pe de o parte, o adîncire treptată a bazinului începînd din vracono-cenomanian pînă în eocen şi, pe de altă parte, amplasarea marnelor roşii la o depărtare mai mare de zona presupusului uscat situat la nord.

În ceea ce priveşte adîncimea de depunere, prezenţa cuarţului clastic şi a glauconitului (4), numărul mare de organisme calcaroase, variaţiile granulometrice importante, existenţa unor orizonturi transgresive, schimbările rapide de facies, toate pledează pentru o adîncime redusă a zonei de sedimentare. Totuşi omogenitatea materialului, lipsa unei stratificaţii clare, lipsa unor forme de relief sau de eroziune la partea superioară a stratelor, forme produse de valuri, curenţi etc. şi atît de frecvente în depozitele de molasă depuse la adîncime mică, par a indica o zonă de sedimentare situată la o oarecare adîncime. Trebuie să admitem de aceea o adîncime moderată de depunere a marnelor roşii şi a depozitelor asociate lor, adîncime ce nu se încadrează în orice caz în zona abisală şi nici măcar în partea inferioară a celei batiale. Zona era probabil în continuă subsidenţă materializînd faza de vacuitate a unui bazin (1). Ca şi în alte regiuni, faciesul marnelor roşii precede depunerea flişului (10).

Aşadar, dacă la rocile detritice terigene trebuiau studiate în primul rînd caracterele litologice şi stratonomice, la rocile marnoase roşii mai importante sînt chimismul şi organismele pe care le conţin. Se poate defini astfel o noţiune nouă, şi anume aceea de kemofacies, care reprezintă ansamblul caracterelor chimice ale unui tip litologic sau al unei serii sedimentare.

În această ordine de idei ar fi poate mai bine să considerăm că litofaciesul şi stratofaciesul constituie împreună fiziofaciesul unei roci. Studierea completă a unui tip litologic va necesita studierea fiziofaciesului, kemofaciesului şi biofaciesului său (ca faciesuri primare) şi, eventual, a tectofaciesului (ca facies secundar derivat).

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ ДОБРИЦА (БАССЕЙН р. ДЫМБОВИЦЫ)

РЕЗЮМЕ

Изучался литологический и химический состав пелагических отложений верхнемелового и, главным образом, сенонского возраста. Выявлено большое разнообразие литологических типов, различного

химического состава, что противоречит кажущемуся однообразию красных мергелей. На основании диаграмм содержаний различных элементов определен трансгрессивный характер красных мергелей маастрихтского возраста. Дается определение нового понятия „хемофация", означающего совокупность химических признаков определенного литологического типа или определенной серии напластований.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Диаграммы, показывающие разницу в содержании различных элементов, входящих в состав сенонских отложений (толща песчанных пестроцветных мергелей и горизонт красных мергелей). *1* — зеленые мергели и мергелистые песчаники; *2* — известково-песчанистые красные мергели, частично брекчированные; *3* — серые песчанистые мергели; *4* — серые мергели с фиолетовыми или вишневокрасными пятнами; *5* —серые и красноватые песчанистые мергели; *6*—красные мергели.

REMARQUES SÉDIMENTOLOGIQUES SUR LES DÉPÔTS NÉOCRÉTACÉS DE LA VALLÉE DE DOBRIȚA (BASSIN DE LA DÎMBOVIȚA)

RÉSUMÉ

Les auteurs ont étudié au point de vue lithologique et chimique les dépôts pélagiques néocrétacés et, plus particulièrement, les dépôts sénoniens. L'étude a fait ressortir une grande diversité de types lithologiques avec des caractères chimiques bien individualisés, fait qui contredit l'apparente homogénéité des « couches rouges ». Le caractère transgressif des marnes rouges maastrichtiennes a été mis en évidence par les diagrammes représentant la teneur en divers éléments. Les auteurs sont amenés à définir une nouvelle notion : celle de *chémofaciès*, qui représente l'ensemble des caractères chimiques d'un certain type lithologique ou d'une série sédimentaire.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Diagrammes représentant les variations de la teneur des dépôts sénoniens en divers éléments (complexe des marnes gréseuses multicolores et horizon des marnes rouges). *1*, Marnes et grès marneux verts ; *2*, marnes calcaires gréseuses, rouges, à brèches ; *3*, marnes gréseuses grises ; *4*, marnes grises à taches violacées ou rouge cerise ; *5*, marnes gréseuses grises ou rougeâtres ; *6*, marnes rouges.

BIBLIOGRAFIE

1. AUBOUIN J., *A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal*, Rev. de Géogr. Physique et Géol. dynamique, 1959, seria a II-a, **2**, *3*, 5.

2. BRINKMANN R., *Über Rotfärbung in marinen Sedimenten*, Geologische Rundschau, 1935, **26**, 124.
3. CAROZZI A., *Tectonique et rythmes de sédimentation*, Archives des Sciences, 1951, **4**, *1*, 24.
4. ГОРБУНОВА А. И., *Глауконимы юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской Платформы*, Труды Института геологических наук Акад. Наук СССР, Геологическая серия, 1950, **114**, *40*, 65.
5. MÉGNIEN FR., *Contributions à l'étude stratigraphique et sédimentologique de l'Aalénien en Haute-Marne*, B.S.G.F., 1958, seria a VI-a, **8**, *2*, 137.
6. MURGEANU G., *Formarea Depresiunii Cîmpulungului*, Comunicările Acad. R.P.R., 1951, **1**, *11—12*, 1075.
7. MURGEANU G. şi PATRULIUS D., *Cretacicul superior de pe marginea Leaotei şi vîrsta Conglomeratelor de Bucegi*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1957, **2**, *1*, 5.
8. STRAHOV N. A. et al., *Méthodes d'étude des roches sédimentaires*, Moskva-Paris, 1957.
9. СТРАХОВ Н. А. и ЗАЛМАНЗОН Е. С., *Задачи химического изучения осадочных пород и принципы их рационального анализа*, Сборник Методы изучения осадочных пород, Госгеолтехиздат, Москва, 1957, **2**, 5.
10. TERCIER J., *Le Flysch dans la sédimentation alpine*, Eclogae Geol. Helv., 1947, **40**, *2*, 163.

ASUPRA UNOR URME ORGANICE ȘI MECANICE DIN MIOCENUL DE LA CONFLUENȚA PUTNEI CU ZĂBALA

DE

N. PANIN

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 26 aprilie 1960

Miocenul din Depresiunea Vrancei a făcut obiectul a numeroase studii geologice executate de o serie de cercetători, printre care citățm pe M. Paucă, I. Dumitrescu, R. Ciocîrdel.

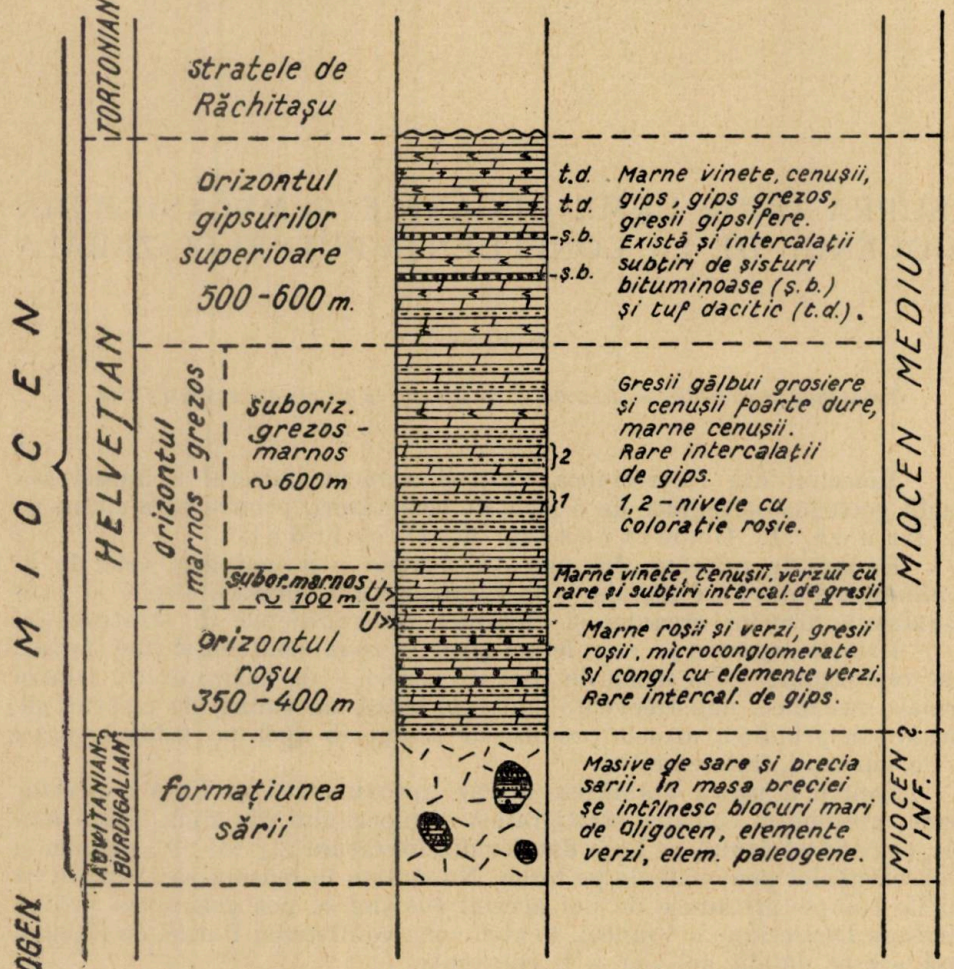
Depozitele miocene din această regiune — și mai ales cele de la confluența Putnei cu Zăbala — se caracterizează, printre altele, și prin abundența urmelor organice și mecanice pe suprafețele de stratificație.

Urmele organice pe care le-am găsit în zona confluenței menționate sînt reprezentate prin urme de pași de păsări și de paricopitate. Dintre urmele mecanice, mai frecvente sînt cele lăsate de valuri, de picături de ploaie sau grindină, urmele produse de scurgerea apei pe taluzul plajei și de curent („flute-casts").

Pentru a ușura stabilirea măcar aproximativă în timp a acestor urme, prezentăm coloana stratigrafică a miocenului din zona citată mai sus, coloană alcătuită pe baza datelor din literatură (2), (3), (9), precum și a observațiilor personale de pe teren. Nu sîntem în măsură să afirmăm că micile completări aduse de noi acestei coloane se pot generaliza pentru întreaga Depresiune a Vrancei. Pentru zona confluenței Putnei cu Zăbala, însă, aceste detalii noi par a fi constante.

Urmele menționate se găsesc în orizontul roșu, orizontul marnos-grezos cenușiu și în orizontul gipsurilor superioare. Orizontul roșu este constituit din conglomerate cu elemente verzi, microconglomerate, gresii roșii, marne roșii și verzi și rar gipsuri în strate subțiri. În zona cercetată de noi rocile cele mai frecvente sînt microconglomeratele, gresiile și marnele. Orizontul marnos-grezos cenușiu se poate împărți într-un suborizont marnos la bază, format din marne vinete, cenușii-verzui șistoase, cu rare și subțiri intercalații de gresii și un suborizont superior grezos-marnos,

COLOANA STRATIGRAFICĂ ŞI LITOLOGICĂ A MIOCENULUI ÎN SECTORUL CONFLUENŢEI PUTNEI CU ZĂBALA



Legenda

U> urme de păsări

U»» urme de păsări şi paricopitate

Scara 1:20000

alcătuit din gresii, marne și rar gipsuri. Orizontul gipsurilor superioare este format din marne, gipsuri și, subordonat, din gresii.

Urmele de valuri și de scurgere a apei, precum și cele de picături de ploaie se găsesc în toată grosimea depozitelor miocene, fiind foarte abundente în orizontul marnos-grezos cenușiu și mai rare în orizontul roșu și cel al gipsurilor superioare.

Urmele de pași de păsări și de paricopitate se găsesc la partea superioară a orizontului roșu. În orizontul cenușiu marnos-grezos, și anume în suborizontul inferior marnos, am găsit urme de pași de păsări împreună cu urme de picături de ploaie.

URME MECANICE

Ondulațiile pe suprafețele stratelor, în marea lor majoritate, sînt datorite acțiunii valurilor (urme de valuri propriu-zise). Aceste urme se caracterizează prin lungimi de undă (λ) variind între 4 și 15 cm și amplitudini (α) cuprinse între 0,5 și 3 cm. Crestele sînt ascuțite, au un profil simetric, iar între ele se situează depresiuni-albii rotunjite. Uneori la mijlocul acestor albii se pot observa creste secundare cu amplitudini mai mici. Mai rar crestele principale sînt retezate (pl. I, fig. 6). Acest fapt se poate explica sau prin acțiunea de eroziune a valurilor sau prin tocirea proeminențelor datorite mișcării relative a stratelor în timpul cutării lor. La eșantionul menționat mai sus caracteristicile sînt următoarele :

— amplitudinea maximă probabilă (a crestelor principale) $\alpha_{max} = 8$ mm ;

— amplitudinea minimă (a crestelor secundare) $\alpha_{min} = 4$ mm ;

— lungimea de undă principală $\lambda_1 = 79$ mm ;

— lungimea de undă secundară $\lambda_2 = 40$ mm ;

— indicele de ondulare (raportul între lungimea de undă și amplitudine) $\omega = \frac{\lambda_1}{\alpha_{max}} = \frac{79}{8} = 9{,}87$.

De multe ori se găsesc și mulajele acestor ondulații pe partea inferioară a stratului imediat superior.

Urmele de scurgere a apei de pe taluzul plajei sînt destul de frecvente. Ele au aspectul unor trepte care marchează momentul în care nivelul apei a fost relativ stabil. Marginea acestor trepte este tăiată de o serie de canale mici, uneori paralele, alteori concurente, prin care se scurgea apa.

Alte urme seamănă foarte bine cu ceea ce se numește în mod obișnuit „flute-casts'' (pl. I, fig. 7). Deosebirea între condițiile de sedimentare din geosinclinalul flișului și bazinele molasice miocene precarpatice este evidentă și totuși asemănarea urmelor de curent din cele două domenii de depunere merge pînă la identitate.

Urmele picăturilor de ploaie se prezintă sub formă de mici ciupituri circulare sau ovale, cu dimensiunile variind între 3 și 7 mm, majoritatea însă avînd 5 mm (pl. III).

URME ORGANICE

a) PĂSĂRI (AVES)

Urmele de paşi de păsări le-am găsit atît în orizontul roşu (în partea superioară) cît şi în cel cenuşiu marnos-grezos (şi anume în suborizontul inferior marnos) pe pîrîul Bozului, în apropierea satului Prisaca-Putna, în zona de confluenţă a Putnei cu Zăbala.

Urmele de paşi de păsări din orizontul roşu (pl. II, fig. 8) se găsesc pe o gresie roşie foarte fină. Pe eşantionul nostru se pot observa 4 urme, dintre care două relativ bine păstrate (*1*, *2*), una avînd amprenta degetului 3 puţin deteriorată (*3*), iar ultima prost conservată (*4*). Primele trei urme aparţin piciorului stîng, cea de-a patra este o urmă lăsată de piciorul drept.

Acest urme sînt de acelaşi tip şi au următoarele dimensiuni : degetul 2 (intern) 14—15 mm, degetul 3 (median) 19—20 mm, degetul 4 (extern) 15—16 mm. Degetul 1 îndreptat înapoi era destul de redus, el imprimîndu-se bine doar la urma a 3-a (avînd lungimea de 7 mm) şi la a 4-a. La primele două acest deget a lăsat în nisip mici fosete foarte slab evidenţiate. Unghiul dintre degete este de 60—70°. În vîrful acestui unghi, între degete, există impresiunea unei membrane ce pare să fi fost foarte puţin dezvoltată.

Se poate presupune că păsările care au lăsat aceste urme se deplasau pe plajă, în apropierea mării. Determinarea grupei sistematice din care făceau parte aceste păsări este o problemă foarte dificilă. Pescăruşii (*Lariformes*) se exclud din discuţie, deoarece au membrana interdigitală foarte dezvoltată. Picioroangele (*Ciconiiformes*) se exclud de asemenea pentru că au picioarele cu mult mai mari. Comparînd urmele de pe gresie cu cîteva urme lăsate de păsările actuale (în fig. 1, *a* şi *b* sînt figurate urme de culic — *Charadrius* — actual), luînd în consideraţie mărimea şi conformaţia picioarelor, putem presupune că păsările care le-au lăsat fac parte din ordinul *Charadriiformes*, şi anume familia *Charadriidae*. Aceste păsări trăiesc în general în locuri deschise — în stepă, pe malul mărilor, pe plaje, pe malul lacurilor şi rîurilor. În miocen această familie a fost reprezentată prin mai multe genuri, printre care : *Charadrius* în America de Nord şi *Himantopus* în Europa (11).

Amprentele de păsări din orizontul cenuşiu, şi anume suborizontul inferior marnos, se găsesc pe o marnă cenuşie. Pe eşantionul figurat (pl. III), urmele au fost lăsate de două păsări care se deplasau în direcţii diferite Pe acelaşi eşantion se pot observa şi urme de picături de ploaie.

Prima serie de urme de paşi de păsări formată din trei impresiuni (pl. III, fig. 10) este mai puţin evidentă decît cea de-a doua serie (pl. III, fig. 11), fiind mult deformată. Deformarea se datoreşte probabil marii plasticităţi a materialului pe care se deplasau păsările. Urmele din prima serie sînt mai greu de măsurat. Cu aproximaţie ele au următoarele caracteristici : degetul 1 (posterior) 16 mm ; degetul 2, 14—15 mm ; degetul 3 în jur de 26 mm ; iar degetul 4 — 17 mm. Lungimea pasului variază între 65 şi 75 mm.

Urmele mai bine conservate (pl. III, fig. 11) în număr de 4 au fost lăsate de o pasăre cu o talie puţin mai mică. Dimensiunile lor sînt următoarele: degetul 1—12 mm; degetul 2—12 mm; degetul 3—18 mm; degetul 4—14 mm. Lungimea pasului variază între 62 şi 70 mm. Pe unele impresiuni se pot deosebi foarte bine urmele lăsate de ghiare. Ceea ce iese în evidenţă este lungimea foarte mare a degetului posterior.

Păsările care au lăsat aceste urme au avut picioare relativ mici. De aici se poate deduce că şi talia lor era destul de redusă şi, prin urmare, greutatea corpului era mică; cu toate acestea urmele sînt adînc întipărite în marnă, de altfel ca şi urmele de picături de ploaie aşa cum se pot observa în planşele anexate. Aceasta arată că indicele de consistenţă a marnei în momentul imprimării acestor urme era foarte scăzut, materialul fiind probabil extrem de umed şi moale. Nu putem să ne pronunţăm dacă aceste păsări aveau sau nu o membrană interdigitală tocmai din cauza plasticităţii foarte ridicate a marnei în momentul imprimării urmelor. Chiar dacă această membrană a existat, era probabil foarte redusă.

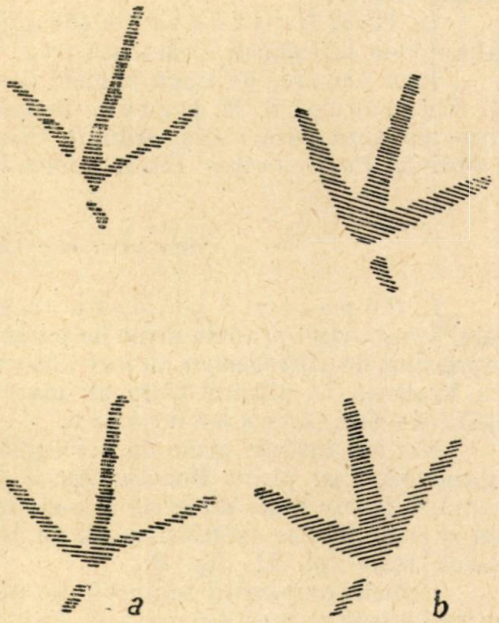


Fig. 1. — Urme de paşi de culic negru (*a*) şi de culic cărăuş (*b*) (după A. N. Formosov, 1952).

După aspectul impresiunilor, după mărimea urmelor şi mai ales după lungimea foarte mare a degetului posterior, am putea presupune că avem de-a face cu un reprezentant al ordinului *Passeriformes*, mai precis al subordinului *Passeres*.

Păsările din acest ordin sînt în majoritate de pădure. Există totuşi familii care trăiesc în locuri deschise, întîlnindu-se uneori şi pe malul unor bazine acvatice. Din această categorie face parte familia *Motacillidae*. Motacillidaele trăiesc de obicei pe malul rîurilor sau al lacurilor dulci, dar uneori se întîlnesc şi pe ţărmul mării sau lîngă lagunele marine.

Unul din reprezentanţii familiei menţionate mai sus — genul *Motacilla* — se cunoaşte în Europa din miocen (11).

Este evident că avînd la îndemînă doar cîteva urme de paşi de păsări este greu de stabilit care anume pasăre le-a lăsat. Determinarea genului este apoape imposibilă; tot ce se poate face este indicarea ordinului, cel mult familiei din care făcea parte pasărea respectivă. Chiar acest lucru comportă multe riscuri. Este mai prudent să nu vorbim despre o determinare propriu-zisă, ci mai degrabă despre o presupunere, o ipoteză.

Primele urme de paşi de păsări din Vrancea au fost citate din orizontul cenuşiu-grezos de către M. Paucă (8), (9). Aceste urme au fost găsite în punctele valea Porcului — Andreiaşu, valea Năruja — V Nistoreşti, pîrîul Peţicului — S valea Rîpei, pîrîul Porcului mai jos de confluenţa cu pîrîul Corbului şi au fost atribuite de autor picioroangelor şi palmipedelor.

În 1918, H. Grozescu (6) a găsit urme de picioroange în burdigalianul de la Schitul Frumoasa (reg. Bacău).

Prin urmare, pe lîngă urmele de picioroange şi palmipede citate de H. Grozescu şi M. Paucă, în miocenul precarpatic se mai întîlnesc urme ale unor păsări din ordinul *Charadriiformes* (fam. *Charadriidae*?) şi ordinul *Passeriformes* (fam. *Motacillidae*?).

b) PARICOPITATE (ARTIODACTYLE)

I. Popescu-Voiteşti a găsit şi descris din miocenul bazinului Dîmboviţei primele urme de paricopitate din ţara noastră. Mai tîrziu, impresiuni de *Artiodactyle* au fost observate de E. Saulea în miocenul din Vrancea. În ultimul timp un mare număr de astfel de urme au fost găsite de Gr. Alexandrescu.

Noi am întîlnit urme de paricopitate în orizontul roşu la partea lui superioară, pe pîrîul Bozului (lîngă satul Prisaca-Putna). Aceste urme seamănă foarte mult între ele şi aparţin, după toate aparenţele, aceluiaşi gen şi posibil chiar aceleiaşi specii de animale. Ele se găsesc pe o placă de marnă roşie (pl. II, fig. 9).

Urmele reprezintă impresiunile degetelor 3 şi 4. Partea posterioară a urmelor este rotunjită şi mai lată. În partea anterioară urma se îngustează, terminîndu-se printr-un unghi de 25—30°.

Pe eşantionul nostru se pot măsura patru urme. Două dintre acestea (*1*, *2*) aparţin probabil aceluiaşi individ. Lungimea lor este greu de măsurat, deoarece ambele urme nu sînt întregi; totuşi se poate aproxima ca fiind 41—42 mm. Lăţimea maximă este în jur de 24 mm şi se află în pătrimea sau treimea posterioară a urmei.

Urma a treia (*3*) este mai mică; lungimea este de aproximativ 28 mm, iar lăţimea maximă 19 mm. Ultima urmă care se poate măsura (*4*) are lungimea de aproximativ 22 mm, iar lăţimea maximă 14 mm.

O. S. Vialov şi K. K. Flerov (12) au comparat urmele paricopitatelor actuale cu cele găsite în stratele de Dobrotov şi au ajuns la concluzia că ultimele au fost lăsate de animale care semănau cu gazelele actuale.

În figurile 2—5 sînt reprezentate urmele cîtorva din paricopitatele actuale: *Ovis ammon musimon* (muflon), *Sus scrofa* (mistreţ), *Gazella subgutturosa* şi *Saiga tatarica*. Genurile *Gazella* şi *Saiga* fac parte din subfamilia *Antilopinae*. Urmele lor seamănă foarte mult între ele; singura deosebire constă în aceea că vîrful urmei de gazelă este ascuţit, pe cînd cel al urmei de *Saiga* este puţin rotunjit. Urmele din orizontul roşu (din zona confluenţei Putnei cu Zăbala) au aceleaşi caractere ca şi cele ale anti-

lopinelor actuale, luate în general. Faptul că vîrful lor este ascuțit, le apropie mai mult de urmele de gazele. De altfel urmele găsite de noi pe pîrîul Bozului seamănă foarte bine cu cele descrise de O. S. Vialov din stratele de Dobrotov de la Deliatin pe Prut. Putem deci şi noi afirma că aceste urme aparțin unui animal foarte asemănător cu gazela actuală.

Totuşi existența doar a acestor urme, după cum arată şi O. S. Vialov, nu ne dă dreptul să precizăm că animalele din miocen care le-au lăsat aparțin aceluiaşi gen ca şi cele actuale. De aceea denumirea de gazelă care se utilizează aici nu trebuie înțeleasă în sens sistematic precis.

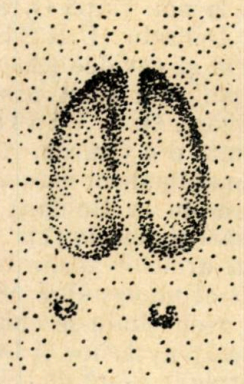


Fig. 2. — Urme de *Ovis ammon musimon* (muflon) 2/3 m.n. (după O.S. Vialov şi K.K. Flerov, 1952).

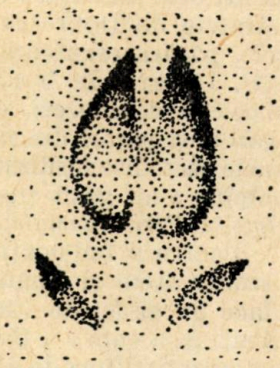


Fig. 3. — Urme de *Sus scrofa* (mistreț) 2/3 m.n. (după O. S. Vialov şi K. K. Flerov, 1952).

Gazelele actuale nasc pui prin lunile aprilie-mai (12). La sfîrşitul lui iunie puii ajung la jumătatea mărimii indivizilor maturi. În cazul nostru urmele mari au fost lăsate probabil de un individ matur (ca aspect ele seamănă cu urmele de femelă). Urmele mai mici aparțin unor pui care aveau 2—3 luni. Deci aceste urme au fost lăsate la începutul sau prin mijlocul verii.

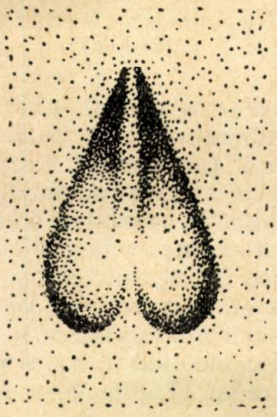


Fig. 4. — Urme de *Gazella subgutturosa* 2/3 m.n. (după O. S. Vialov şi K. K. Flerov, 1952).

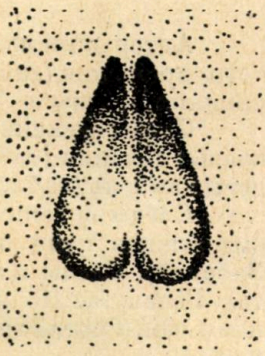


Fig. 5. — Urme de *Saiga tatarica* (femelă) 2/3 m.n. (după A. N. Formosov, 1952).

Urmele sînt puțin adînci, ceea ce ne permite să tragem concluzia că marna, în momentul imprimării lor, era relativ tare, umiditatea ei fiind destul de redusă. Ca încheiere trebuie să remarcăm că Vrancea constituie una din destul de puținele regiuni din lume foarte bogate în urme de paşi de vertebrate.

O altă remarcă care se impune este faptul că în timpul miocenului condițiile de sedimentare au fost deosebit de favorabile păstrării acestor urme.

Varietatea urmelor de vertebrate, descoperite în alte țări pînă în prezent, este mai mare decît la noi. După O. S. Vialov (12), (13), (14) în stratele de Dobrotov, la Deliatin (U.R.S.S.) au fost găsite urme de gazele, păsări, carnivore, cerbi și ecvidee (*Anchitherium*). La Ipolytarnóc (R. P. Ungară) în burdigalian s-au găsit urme de paricopitate, păsări, proboscidieni, rinoceri, carnivore. O. S. Vialov menționează (12) urme de gazele și păsări din miocenul din Caucaz. Aici, în plus, s-au descoperit și unele oseminte fosilizate ale animalelor care au lăsat urmele. În molasele subalpine s-au găsit (de exemplu la Goldau) urme de mamifere (*Artiodactyle* și *Perissodactyle*), păsări și reptile (1).

Pentru a îmbogăți lista urmelor găsite în țara noastră este necesar un studiu atent și amănunțit al miocenului. Mai ales în Vrancea, dacă se va face un astfel de studiu, recurgîndu-se chiar la mici descopertări sau săpături (așa cum s-a făcut la Ipolytarnóc și Deliatin) nu este exclus să se găsească o mulțime de alte urme în afară de cele deja cunoscute.

НЕСКОЛЬКО СЛЕДОВ МЕХАНИЧЕСКОГО И ОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ, В ЗОНЕ СЛИЯНИЯ РЕК ПУТНЫ И ЗАБАЛЫ

РЕЗЮМЕ

Автор описывает несколько следов механического и органического происхождения, найденных в миоценовых отложениях, в зоне слияния Путны с Забалой (депрессия Вранча).

Следы механического происхождения. В миоцене встречаются следы: течения (табл. I, рис. 7), стекания воды со склонов пляжа, дождевых капель (табл. III), а также и следы волновой ряби (табл. I, рис. 6).

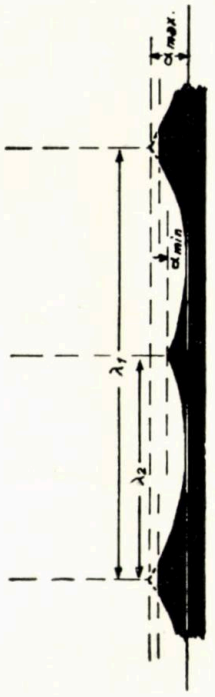
Следы органического происхождения. Дается описание нескольких следов птиц и парнокопытных (р. Бозул, у слияния Путны с Забалой). Следы птиц были обнаружены в красном и сером горизонтах Гельвета. По предположению автора эти следы оставлены птицами сем. Charadriidae (табл. II, рис. 8) и Motacillidae (?) (табл. III, рис. 10 и 11).

Следы парнокопытных (Artiodactyle) очень похожы на следы современных газелей, обнаружены в красном горизонте (табл. II, рис. 9).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Следы черного кулика (*a*) и кулика — перевозчика (*b*) (по А. Н. Формозову, 1952).

Рис. 2. — Следы Ovis ammon musimon (муфлон), 2/3 нат. вел. (по О. С. Виалову и К. К. Флерову, 1952).



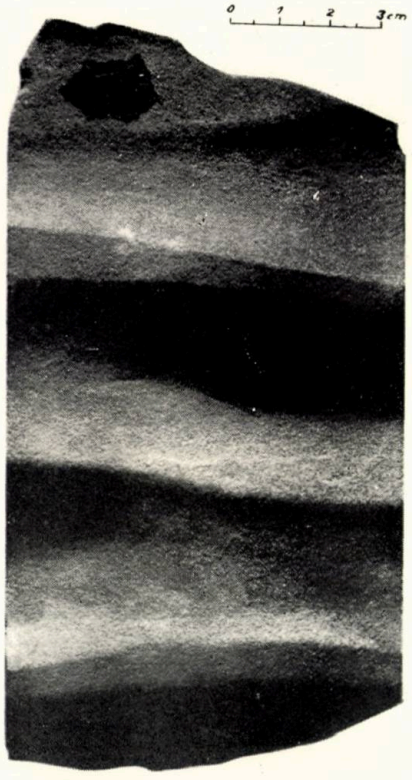


Fig. 6. — Urme de valuri propriu-zise. Orizontul marnos-grezos cenuşiu, sud Prisaca-Putna.

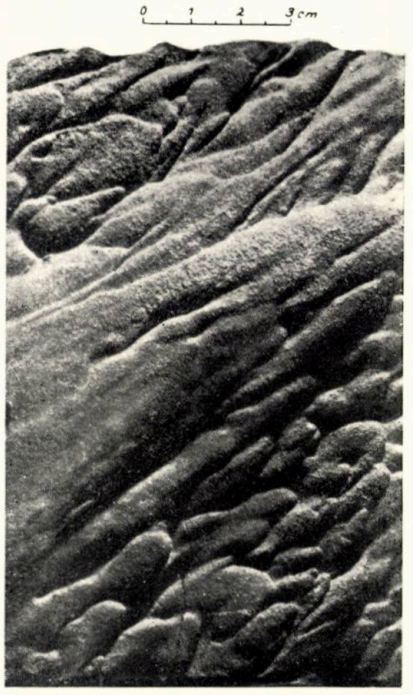


Fig. 7. — Urme de curent („flute-casts"). Orizontul marnos-grezos cenuşiu. Confluenţa Putnei cu Zăbala.

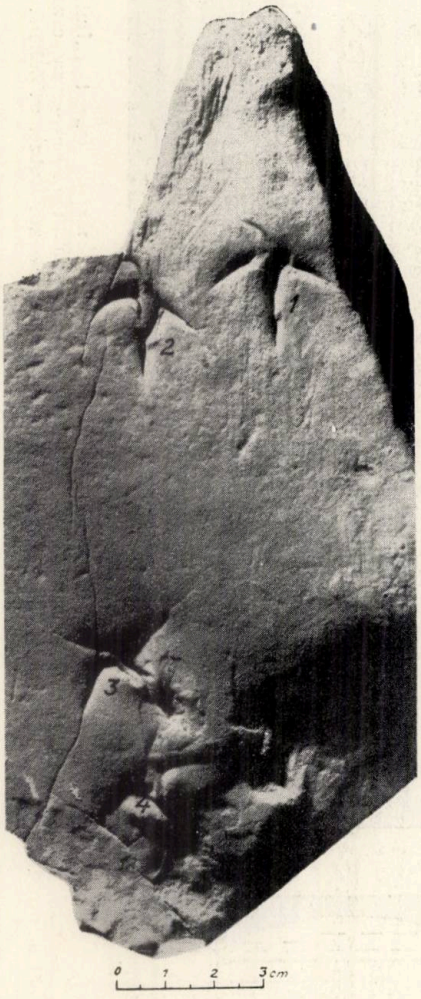


Fig. 8. — Urme de paşi de păsări (fam. *Charadriidae*). Orizontul roşu. Pîrîul Bozului.

Fig. 9. — Urme de paricopitate (gazele). Orizontul roşu. Pîrîul Bozului.

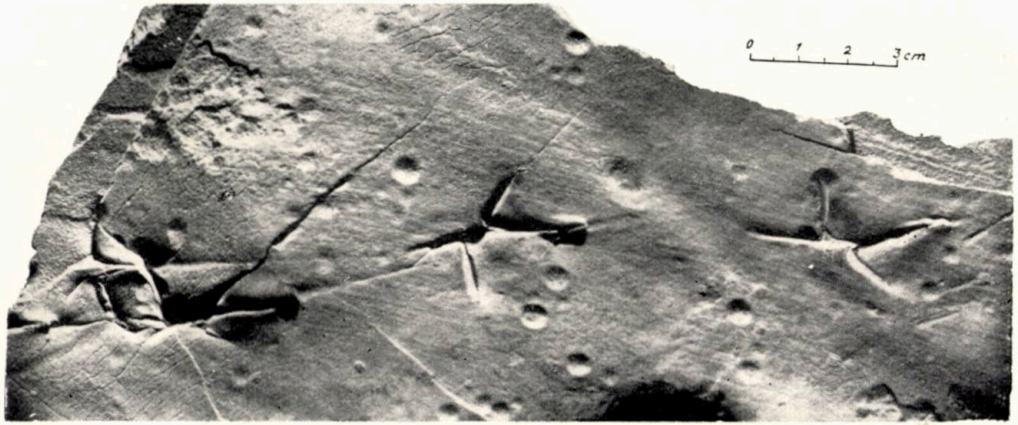


Fig. 10

Fig. 11

Fig. 10 și 11. — Urme de pași de păsări (fam. *Motacillidae*?). Orizontul marnos-grezos cenușiu, suborizontul inferior marnos. Pîrîul Bozului.

Рис. 3. — Следы Sus scrofa (дикий кабан), 2/3 нат. вел. (по О. С. Виалову и К. К. Флерову, 1952).

Рис. 4. — Следы Gazella subgutturosa 2/3 нат. вел. (по О. С. Виалову и К. К. Флерову, 1952).

Рис. 5. — Следы Saiga tatarica (самка) 2/3 нат. вел. (по А. Н. Формозову, 1952).

Таблица I

Рис. 6. — Следы волновой ряби. Серый песчанисто-мергелевый горизонт с. Присака — Путна.

Рис. 7. — Следы течения (flute-casts). Серый песчано-мергелевый горизонт. У слияния рек Путны и Забалы.

Таблица II

Рис. 8. — Следы птиц (сем. Charadriidae). Красный горизонт, р. Бозул.

Рис. 9. — Следы парнокопытных (газели). Красный горизонт, р. Бозул.

Таблица III

Рис. 10 и 11. — Следы птиц (сем. Motacillidae?). Серый песчано-мергелевый горизонт, в основании нижнего мергелевого подгоризонта р. Бозул.

SUR QUELQUES TRACES MÉCANIQUES ET ORGANIQUES DU MIOCÈNE, AU CONFLUENT DE LA PUTNA ET DE LA ZĂBALA

RÉSUMÉ

L'auteur décrit quelques traces mécaniques et organiques découvertes dans les dépôts miocènes, au confluent de la Putna et de la Zăbala (dépression de Vrancea).

Traces mécaniques. Dans toute l'épaisseur des dépôts miocènes ont été rencontrées des traces de courant (pl. I, fig. 7), des traces d'écoulement de l'eau sur le talus de la plage et de gouttes de pluie (pl. III) ainsi que des *ripple marks* (pl. I, fig. 6).

Traces organiques. Parmi celles-ci, il faut mentionner les empreintes de pattes d'oiseaux et d'artiodactyles (ruisseau de Bozu, proche du confluent de la Putna et de la Zăbala). Les empreintes de pattes d'oiseaux se trouvent dans les horizons rouge et gris sombre de l'Helvétien. L'auteur suppose que ces traces sont dues à des oiseaux des fam. *Charadriidae* (pl. II, fig. 8) et *Motacillidae*? (pl. III, fig. 10 et 11).

Les empreintes d'artiodactyles ont été trouvées dans l'horizon rouge (pl. II, fig. 9). Elles ressemblent à celles des pas des gazelles actuelles.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Empreintes de pattes de deux espèces de *Charadrius* (*a* et *b*) (d'après A. N. Formozov, 1952).

Fig. 2. — Empreintes d'*Ovis ammon musimon* (mouflon), réduites aux 2/3 (d'après O. S. Vialov et K. K. Flérov, 1952).

Fig. 3. — Empreintes de *Sus scrofa* (sanglier), réduites aux 2/3 (d'après O. S. Vialov et K. K. Flérov, 1952).

Fig. 4. — Empreintes de *Gazella subgutturosa*, réduites aux 2/3 (d'après O. S. Vialov et K. K. Flérov, 1952).

Fig. 5. — Empreintes de *Saiga tatarica* (femelle), réduites aux 2/3 (d'après A. N. Formozov, 1952).

Planche I

Fig. 6. — Traces de vagues proprement dites (*ripple marks*). Horizon marno-gréseux gris ; Prisaca-Putna.

Fig. 7. — Traces de courant (*flute casts*). Horizon marno-gréseux gris ; au confluent de la Putna et de la Zăbala.

Planche II

Fig. 8. — Empreintes de pattes d'oiseaux (fam. *Charadriidae*). Horizon rouge ; ruisseau du Bozu.

Fig. 9. — Empreintes d'artiodactyles (gazelles). Horizon rouge ; ruisseau du Bozu.

Planche III

Fig. 10 et 11. — Empreintes de pattes d'oiseaux (fam. *Motacillidae*?). Horizon marno-gréseux gris, sous l'horizon inférieur marneux ; ruisseau du Bozu.

BIBLIOGRAFIE

1. BRÄM H., *Fährten von Wirbeltieren aus der subalpinen Molasse des Bergsturzgebietes von Goldau*, Eclogae Geol. Helv., 1955, **47**, *2* (1954), 406—407.
2. CIOCÎRDEL R., *Le Néogène de la partie méridionale du Département de Putna*, An. Com. geol., 1950, **XXIII**.
3. DUMITRESCU I., *Studiul geologic al regiunii dintre Oituz şi Coza*, An. Inst. geol. Rom., 1952, **XXXIV**.
4. EBERLE G., *Spuren im Sand*, Natur und Volk, 1958, **88**, 7.
5. ФОРМОЗОВ А. Н., *Спутник следопыта*, МОИП, Москва, 1952.
6. GROZESCU H., *Geologia regiunii subcarpatice din partea de nord a judeţului Bacău*, An. Inst. geol. Rom., 1918, **VIII**.
7. LESSERTISSEUR J., *Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique*, Mém. de la Soc. Géol. de France, Nouvelle série, 1955, **XXXIV**, *4*.
8. PAUCĂ M., *Empreintes de pas de Palmipèdes dans l'Helvétien carpatique du dép. de Putna*, Bul. Soc. rom. geol., 1942, **V**, 85—88.
9. — *Depozitele miocene presarmaţiene din regiunea de curbură a Carpaţilor*, An.Com. geol., 1952, **XXIV**.

10. PETTIJOHN I., *Sedimentary rocks*, Harper and Bros., New York, 1949.
11. RÖMER A. S., *Vertebrate paleontology*, The University of Chicago press, Chicago, 1947.
12. ВЯЛОВ О. С. и ФЛЕРОВ К. К., *Ископаемые следы позвоночных в третичных отложениях Предкарпатья*, Бюл. МОИП, отд. геол., 1952, **XXVII**, *5*, 80—88.
13. — *Новые находки следов позвоночных животных в Добротовских слоях Предкарпатья*, Докл. Акад. Наук СССР, 1953, **XC**, *3*, 465—467.
14. — *Новые находки ископаемых следов позвоночных животных в Миоцене Предкарпатья*, Бюл. МОИП, отд. геол., 1954, **XXIX**, *2*, 103—104.
15. ZITTEL K., *Grundzüge der Paläontologie* (*Paläozoologie*) *Vertebrata*, München-Berlin, 1923.

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ÎN REGIUNEA DE CÎMPIE DINTRE RÎUL TELEAJEN ŞI VALEA SĂRATA

DE

E. LITEANU şi V. CONSTANTINESCU

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică şi geografie din 19—21 mai 1960

Alimentarea cu apă a unităţilor socialiste din agricultură, situate în regiunea cuprinsă între rîul Teleajen şi valea Sărata, a constituit o problemă pentru care pînă în prezent nu s-au adus soluţii eficiente.

Scopul cercetărilor întreprinse a avut drept obiectiv precizarea posibilităţilor de exploatare atît a stratelor acvifere de adîncime, cît şi a stratelor freatice.

În cadrul acestor preocupări am delimitat un teritoriu mărginit la V de rîul Teleajen, la S de o linie care leagă punctele definite de confluenţele rîurilor Teleajen — Cricovul Sărat cu văile Sărata — Ghighiului; la E de o linie care trece prin localităţile Lipia şi Glodeanu, iar la N de şoseaua naţională Buzău — Ploieşti.

Pînă în prezent teritoriul menţionat nu a făcut obiectul unor cercetări geologice sau hidrogeologice de detaliu din care să reiasă aprecieri asupra posibilităţilor de alimentare cu apă.

Această împrejurare se datoreşte faptului că regiunea este situată într-o unitate depresionară din punct de vedere morfologic şi geologic: Cîmpia internă — aparţinînd Cîmpiei Romîne orientale (2), caracterizată printr-o largă extensiune a depozitelor holocene. Pătura de depozite holocene, sub care se găsesc înecate formaţiunile mai vechi, a creat un relief aproape uniform, cu altitudini relative, neînsemnate, ale interfluviilor în raport cu luncile.

Absenţa unor deschideri care să ofere date în legătură cu alcătuirea geologică a regiunii ne-a obligat să întemeiem cercetările noastre, în mod exclusiv, pe constatările reieşite din foraje.

În cele ce urmează prezentăm geologia şi hidrogeologia regiunii pe baza corelării datelor de foraj.

GEOLOGIA REGIUNII

La alcătuirea geologică a regiunii cercetate participă depozite pliocene şi cuaternare, avînd o grosime mare, fapt care pune în evidenţă caracterul depresionar al acesteia.

Într-adevăr în forajul executat la Mizil pînă la adîncimea de 1 497 m, s-au întîlnit depozite predominant fine, constituite dintr-o succesiune de marne, argile, argile nisipoase care alternează cu nisipuri mărunte şi prăfoase. Conţinutul paleontologic al pachetului de strate, situat deasupra adîncimii de 1 351 m, este reprezentat printr-o asociaţie de gasteropode terestre şi lacustre, precum şi unionizi, care în cea mai mare parte a fost identificată în fauna actuală a regiunii sau în depozite pleistocene.

Această particularitate a conţinutului paleontologic menţionat, ar putea să pledeze în favoarea atribuirii depozitelor pînă la adîncimea de 1 351 m, cuaternarului.

Interesant este faptul că sub adîncimea de 1 351 m, au apărut primele forme de moluşte pliocene, care caracterizează dacianul.

Această constatare a ridicat însă probleme în legătură cu aşezarea limitei cuaternar-terţiar şi cu argumentarea prezenţei levantinului.

Din acest punct de vedere observăm în prealabil că absenţa unionizilor sculptaţi şi a viviparelor ornamentate, care caracterizează în general levantinul sub faciesul getic, nu ar putea să justifice existenţa unei lacune stratigrafice echivalente acestui etaj. Într-adevăr în Subcarpaţii de la E de rîul Cricovul Sărat, pachetul de strate pelito-psamitice, depus peste depozite daciene şi suportînd pietrişurile villafranchiene, conţin adesea o faună fosilă similară cu aceea identificată din forajul de la Mizil pînă la adîncimea de 1 351 m. Toţi autorii au atribuit pachetul de strate, mai înainte menţionat, levantinului, sub faciesul argilei cu *Helix*.

Sub acest aspect ne-am orientat după criteriile elaborate de W. W e n z (6), care a observat că gasteropodele levantine sînt caracterizate printr-o talie mai mică în raport cu cele cuaternare. Totodată acest autor constată că începînd din sicilian reapar unionizii cu cochilie netedă, dispăruţi la sfîrşitul dacianului.

Remarcăm că W. W e n z (6) a plasat sicilianul la partea superioară a terţiarului. Totuşi cercetările din ultimul deceniu, întreprinse în diferitele regiuni ale Europei, au întemeiat concluzia că sicilianul aparţine cuaternarului inferior.

Considerentele expuse ne-au îndreptăţit să atribuim cuaternarului intervalul stratigrafic cercetat în forajul de la Mizil în care s-au întîlnit gasteropode terestre şi lacustre de talie egală cu aceea a faunei actuale, precum şi unionizi netezi. De asemenea am atribuit levantinului, în faciesul

argilei cu *Helix*, intervalul în care s-au identificat gasteropode terestre şi lacustre de talie mică.

În vederea orizontării depozitelor cercetate prin forajul de la Mizil (cota +125,5 m), deşi fauna fosilă este foarte rară, am reuşit să stabilim prezenţa unor asociaţii de moluşte fosile, care caracterizează zone paleontologice distincte.

Astfel de la suprafaţă pînă la adîncimea de 400 m, s-au identificat formele : *Unio* sp. (neted), *Helicopsis* sp. (talie mare), *Anisus* (*Spiralina*) *vortex* L. (talie mare), *Planorbis corneus* L. (talie mare), *Planorbis planorbis* L. (talie mare), care pledează pentru atribuirea acestui interval cuaternarului.

Întrucît sub adîncimea de 400 m au apărut primele gasteropode terestre şi lacustre de talie mică, limita cuaternar-terţiar din zona Mizil a fost fixată la adîncimea de 400 m.

Din intervalul de 400—700 m am recoltat formele : *Helicopsis* sp. (talie mică), *Helicopsis cereoflava praecursor* Wenz, *Planorbis corneus* L. (talie mică) şi *Gyraulus* sp. (talie mică).

Între 700 şi 900 m am constatat prezenţa speciilor : *Planorbis corneus* L. (talie mică), *Anisus* (*Spiralina*) *vortex* L. (talie mică), *Gyraulus* sp. (talie mică), *Lymnaeus* sp., *Dreissena polymorpha* Pall. şi *Bulimus* sp.

Între 900 şi 1 351 m am identificat formele : *Caracollina corcyrensis pliocaenica* Wenz, *Anisus* (*Spiralina*) *vortex* L. (talie mică), *Helix* sp., *Gyraulus* sp. (talie mică), *Planorbis corneus* L. (talie mică), *Helicopsis cereoflava praecursor* Wenz, *Bulimus vukotinovici* Brus., *Valvata piscinalis* Müll., *Limnaeus* sp. şi *Ostracodae*.

Intervalul de 400—1 351 m a fost paralelizat cu depozitele levantine sub faciesul argilelor cu *Helix*.

Între 1 351 şi 1 497 m s-au colectat formele : *Limnocardium* sp., *Dreissena polymorpha* Pall., *Pisidium amnicum* Müll., *Prosodacna* sp., *Gydraulus* cf. *rumanus* Wenz, *Valvata sibinensis* Neum., *Hydrobia syrmica* Neum., care justifică repartizarea acestui interval bazal, dacianului.

În afara regiunii cercetate, în apropierea limitei de SV a acesteia, s-a executat un foraj la Urziceni (cota 57 m), pînă la adîncimea de 992 m.

Rezultatele obţinute din acest foraj sînt în general asemănătoare cu cele reieşite din forajul de la Mizil. Într-adevăr, şi în această zonă s-a întîlnit o succesiune de depozite precumpănitor fine, constituite dintr-o alternanţă de argile şi argile nisipoase cu nisipuri mărunte şi prăfoase.

Conţinutul paleontologic al depozitelor cercetate prin forajul Urziceni, de asemenea redus, a fost interpretat pe baza considerentelor expuse la descrierea forajului Mizil şi a permis separarea următoarelor intervale stratigrafice :

De la suprafaţă pînă la 350 m adîncime s-au întîlnit formele : *Anisus* (*Spiralina*) *vortex* L. (talie mare), *Dreissena polymorpha* Pall., *Unio* sp. (neted), *Helicopsis* sp. (talie mare) şi *Planorbis corneus* L. (talie mare) care caracterizează cuaternarul.

Între 350 şi 540 m adîncime am recoltat speciile : *Anisus* (*Spiralina*) *vortex* L. (talie mică), *Helicopsis* sp. (talie mică), *Bulimus vukotinovici*

Brus. şi *Valvata piscinalis* Müll., care argumentează levantinul superior sub faciesul argilelor cu *Helix*.

Între 540 şi 851 m adîncime, fauna fosilă devine mai frecventă; din această faună am identificat formele: *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz, *Viviparus, bifarcinatus stricturatus* Neum., *Psilunio* sp. (sculptat), *Valvata piscinalis* Müll., *Hydrobia syrmica* Neum., *Lithoglyphus acutus* Cob., care justifică atribuirea acestui interval levantinului inferior sub faciesul getic.

Între 851 şi 992 m adîncime am întîlnit formele: *Prosodacna* sp. (fragmente), *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz., *Melanopsis bergeroni* Sabba, care sînt concludente pentru raportarea acestui interval dacianului.

*

Depozitele holocene au constituit obiectul unor cercetări detaliate întreprinse prin foraje de mică adîncime (25—45 m).

Este de menţionat faptul că în toate forajele executate nu s-au întîlnit resturi fosile determinabile. Totuşi, datele litologice obţinute dintr-o serie de profile ne-au permis să separăm teritoriul dintre rîurile Teleajen şi Buzău în trei subunităţi.

O subunitate vestică, cuprinsă între rîurile Teleajen şi Cricovul Sărat, caracterizată prin prezenţa la mică adîncime a unor depozite psefito-psamitice cu o grosime mare.

O subunitate mediană, situată între rîul Cricovul Sărat şi valea Sărata, în care s-au întîlnit aproape exclusiv depozite psamo-pelitice.

O subunitate estică, mărginită de valea Sărata şi rîul Buzău, la alcătuirea căreia participă de asemenea depozite psefito-psamitice.

În cadrul regiunii cercetate de noi, au fost incluse subunităţile: vestică şi mediană, precum şi o mică porţiune din cea estică.

În continuare, din numărul total de foraje executate, prezentăm — pentru fiecare din unităţile separate — cîte o serie de coloane litologice, reprezentative.

a) Subunitatea vestică (interfluviul rîul Teleajen — rîul Cricovul Sărat).

Forajul: N de comuna Dumbrava
0 — 6,20 m depozite proluviale-aluviale nisipoase;
6,20—20,10 m pietrişuri şi bolovănişuri;
20,10—23,33 m argile nisipoase.

Forajul: NE de comuna Trestieni

0 —18,90 m depozite proluviale-aluviale argiloase nisipoase;
18,90—30,00 m nisipuri grosiere cu pietriş;
30,00—35,10 m argile nisipoase.

Forajul: NV de comuna Trestieni

0 — 6,60 m depozite proluviale-aluviale nisipoase argiloase;
6,60—19,85 m pietrişuri şi nisipuri;
19,85—27,00 m argile nisipoase şi nisipuri argiloase.

Forajul: V de comuna Cioceni

0 —15,20 m depozite proluviale-aluviale nisipoase argiloase şi argile nisipoase;
15,20—18,30 m pietrişuri şi bolovănişuri;

18,30—32,10 m argile nisipoase şi nisipuri argiloase;
32,10—35,90 m nisipuri şi pietrişuri;
35,90—45,05 m argile nisipoase, nisipuri şi nisipuri argiloase.

Forajul: SE de comuna Moara-Domnească

0 — 3,75 m depozite aluviale nisipoase;
3,75—23,40 m nisipuri cu pietrişuri şi bolovănişuri;
23,40—37,30 m complex de argile şi argile nisipoase.

Forajul: VNV de comuna Ciupelniţa

0 — 5,35 m depozite aluvio-proluviale nisipoase;
5,35—28,00 m pietrişuri nisipoase şi bolovănişuri.

Forajul: V de comuna Sicrita

0 — 1,80 m depozite proluviale-aluviale nisipoase;
1,80—26,41 m nisipuri, pietrişuri cu bolovăniş, nisipuri mărunte cu pietriş;
26,41—42,44 m argile nisipoase şi nisipuri fine.

Forajul: E de comuna Hătcărău

0 —2,30 m depozite proluviale-aluviale nisipoase;
2,30—19,80 m pietriş şi bolovăniş;
19,80—20,15 m argile nisipoase.

Forajul: NE de comuna Tufata

0 — 4,70 m depozite proluviale-aluviale argiloase nisipoase.
4,70—15,40 m nisipuri cu pietrişuri;
15,40—43,60 m argile nisipoase şi nisipuri argiloase prăfoase.

Forajul: SE de comuna Cioranii-de-Sus.

0 — 8,90 m depozite proluviale argiloase nisipoase;
8,90—15,80 m pietrişuri;
15,80—36,05 m nisipuri argiloase, argile nisipoase.

Forajul: V de comuna Cioranii-de-Jos

0 — 4,70 m depozite proluviale-aluviale argiloase nisipoase;
4,70—15,40 m nisipuri şi pietrişuri;
15,40—43,60 m argile nisipoase, nisipuri şi nisipuri argiloase.

Coloanele litologice prezentate permit să se afirme că la alcătuirea geologică a teritoriului dintre rîurile Teleajen şi Cricovul Sărat iau parte depozite aluvionare psefito-psamitice avînd grosimi însemnate.

În dreptul luncii rîului Cricovul Sărat, aceste depozite dispar fiind înlocuite prin depozite aluvionare subţiri, predominant psamitice, după cum reiese clar din următoarele coloane litologice:

Forajul: lunca Cricovului Sărat la N de comuna Albeşti

0 —2,60 m depozite aluviale nisipoase;
2,60—5,20 m nisipuri cu rare pietrişuri;
5,20—20,55 m argile nisipoase şi nisipuri argiloase.

Forajul: lunca Cricovului Sărat la E de comuna Vadu-Părului

0 — 3,40 m depozite aluviale nisipoase;
3,40—14,40 m argile nisipoase şi nisipuri argiloase;
14,40—17,30 m nisipuri cu rare pietrişuri mărunte;
17,30—25,40 m argile nisipoase şi nisipuri argiloase.

Depozitele aluvionare din lunca Cricovului Sărat se deosebesc net, din punctul de vedere al compoziției lor petrografice, de cele întîlnite în interfluviul Teleajen — Cricovul Sărat. Într-adevăr, depozitele aluvionare care participă la alcătuirea luncii Cricovului Sărat, sînt constituite precumpănitor din : calcare sarmatice, gresii friabile pliocene și sfărîmături de cochilii. În depozitele aluvionare din interfluviul Teleajen — Cricovul Sărat am stabilit prezența : marno-calcarelor aparținînd flișului cretacic, a calcarelor mezozoice și, subordonat, a cuarțitelor și a altor roci metamorfice, adică o compoziție petrografică în general analogă cu aceea a aluviunilor actuale ale rîului Teleajen.

Aceste constatări ne îndreptățesc să presupunem că rîul Teleajen a avut în holocen un curs situat mult spre E de cel actual.

Pe baza datelor de foraj a fost posibil să stabilim limita extensiunii estice a rîului Teleajen în holocen, care în același timp constituie și limita dintre subunitatea vestică și subunitatea mediană a regiunii cercetate.

Această limită (fig. 2) urmărește de la N la S o bandă situată la marginea malului din dreapta rîului Cricovul Sărat, începînd de la localitatea Cioceni pînă la N de comuna Cioranii-de-Jos, de unde se dirijează spre E, traversînd cursul acestui rîu la marginea de S a regiunii.

b) Subunitatea mediană (interfluviul rîul Cricovul Sărat — valea Sărată).

Pe baza datelor de foraj prezentăm, în cele ce urmează, cîteva coloane litologice reprezentative pentru această subunitate.

Forajul : V de localitatea Mizil

0 —25,50 m depozite proluviale alcătuite din prafuri argiloase, argile nisipoase, nisipuri fine și mărunte.

Forajul : N de comuna Fulga

0 —30,25 m depozite proluviale alcătuite din prafuri nisipoase, nisipuri argiloase și argile nisipoase.

Forajul : S de comuna Baba-Ana

0 —25,25 m depozite proluviale alcătuite din nisipuri argiloase, nisipuri fine și argile nisipoase.

Forajul : N de comuna Sălciile

0 —28,00 m depozite proluviale alcătuite din prafuri nisipoase, argiloase, nisipuri și nisipuri argiloase.

Forajul : E de comuna Sălciile

0 —31,00 m depozite proluviale alcătuite din prafuri nisipoase, argiloase, nisipuri și nisipuri argiloase.

Forajul : S de comuna Slătioarele

0 —21,40 m depozite proluviale alcătuite din prafuri nisipoase, nisipuri prăfoase, nisipuri și nisipuri argiloase.

Forajul : V de comuna Costești

0 —25,30 m depozite proluviale alcătuite din prafuri nisipoase, nisipuri prăfoase, nisipuri fine și medii.

Forajul : N de comuna Mihăileşti

0 —30,60 m depozite proluviale alcătuite din argile nisipoase, nisipuri argiloase şi nisipuri fine.

Forajul : NV de comuna Amaru

0 —40,50 m depozite proluviale alcătuite din argile nisipoase şi nisipuri argiloase.

Din datele expuse reiese că în regiunea mediană se întîlneşte de la suprafaţă şi pînă în jurul adîncimii medii de circa 30 m, un complex litologic constituit dintr-o succesiune neregulată de argile, argile nisipoase, nisipuri argiloase şi nisipuri fine. Tranziţia gradată, între pachetele argiloase şi cele nisipoase, constatată atît pe orizontală cît şi pe verticală, nu permite în general aşezarea unei limite între depozitele pelitice şi cele psamitice.

Aceste particularităţi litologice, care se constată pe întreg teritoriul aparţinînd acestei subunităţi, ne-au permis să atribuim cel puţin depozitele pînă la adîncimea de 30 m unei genetici proluviale.

c) Subunitatea estică (interfluviul valea Sărata — rîul Buzău).

Prezentăm şi pentru această subunitate, din numărul total de foraje executate, cîteva coloane litologice reprezentative.

Forajul : S de comuna Lipia

0 —2,40 m depozite aluviale-proluviale prăfoase nisipoase ;
2,40 —7,60 m nisipuri cu pietrişuri şi bolovănişuri ;
7,60 —9,25 m argile nisipoase şi nisipuri argiloase.

Forajul : N de comuna Stîlpu

0 —20,40 m depozite deluviale-proluviale prăfoase nisipoase ;
20,40—29,20 m nisipuri şi pietrişuri ;
29,30—34,00 m argile nisipoase şi nisipuri argiloase.

Forajul : N de comuna Costeşti

0 —8,10 m depozite proluviale prăfoase nisipoase ;
8,10—29,40 m nisipuri cu pietrişuri şi bolovănişuri ;
29,40—30,50 m nisipuri argiloase.

Depozitele psefito-psamitice întîlnite în foraje, pe grosimi care cresc treptat de la 2 m pînă la 20 m pe măsură ce ne deplasăm spre E sau SE constituie o indicaţie că ele reprezintă probabil aluviunile unui curs vechi al Buzăului.

În acest sens pledează şi faptul că acumulările psefitice menţionate sînt constituite precumpănitor din gresii cretacice, gresii eocene, menilite şi, subordonat, din calcare, marno-calcare, cuarţite şi alte roci metamorfice, adică ele au o compoziţie petrografică în general asemănătoare cu aluviunile actuale ale Buzăului.

Trebuie să admitem că în holocen cursul rîului Buzău era deplasat spre V, depăşind în această direcţie chiar şi zona obîrşiei rîului Călmăţui. Din cercetările noastre a reieşit însă că rîul Buzău nu a avut un curs dirijat spre rîul Ialomiţa.

Limita extensiunii spre V a vechiului curs al rîului Buzău constituie totodată şi limita dintre subunitatea mediană şi subunitatea estică. Pe baza datelor de foraj această limită a fost reprezentată în figura 2, unde ea urmăreşte o linie care începînd din dreptul comunei Gura-Săratei se dirijează spre SE ocolind pe la N comuna Stîlpu şi menţinînd în continuare aceeaşi direcţie, trece prin apropierea comunei Gheboieni.

*

Din punct de vedere structural se constată după datele forajelor Urziceni şi Mizil, o afundare treptată a regiunii, de la SSE către NNV. Într-adevăr, limita levantin-dacian este situată la Urziceni la cota —794 m, iar la Mizil la cota —1 226 m, fapt care pune în evidenţă o afundare, dinspre cîmpie spre coline, de 432 m pe o distanţă de circa 35 km.

În continuare spre NNV, adică de la Mizil către Vadu-Săpat — Tătaru, se constată, pe o distanţă de circa 10 km, că limita levantin-dacian aflorează la cota +270 m.

În consecinţă reiese că pe un teritoriu îngust, din dreptul actualului contact morfologic dintre cîmpie şi coline, limita levantin-dacian se ridică cu circa 1 500 m.

Aspectul structural al regiunii cercetate ar putea fi pus în legătură cu plasarea zonei axiale a procesului de subsidenţă, din această parte a Cîmpiei Romîne orientale, de-a lungul porţiunii de cîmpie limitrofă colinelor.

S-ar părea că activitatea acestui proces de subsidenţă a continuat în pleistocen şi că, probabil, s-a menţinut şi în holocen, după cum a reieşit din cercetările anterioare (4).

În acest sens pledează grosimea mare a depozitelor cuaternare din regiune, identitatea litologică dintre depozitele neogen superioare şi cele postpliocene, precum şi analogia dintre fauna fosilă levantină şi cea cuaternară.

Referindu-ne la tipul genetic al depozitelor, aparţinînd intervalului levantin-holocen, am înclinat să le considerăm precumpănitor subaeriene, atribuindu-le o origine, în general, deluvială-proluvială.

Într-adevăr, conţinutul paleontologic al acestor depozite este reprezentat în special prin gasteropode terestre şi lacustre, acestea din urmă aparţinînd predominant biotopului de mlaştini şi bălţi cu caracter local. Absenţa viviparelor ornamentate şi a unionizilor sculptaţi din depozitele levantine, sub faciesul argilelor cu *Helix*, care iau parte la alcătuirea geologică a Cîmpiei Mizilului şi a Subcarpaţilor limitrofi acesteia, permite să se presupună că lacul levantin nu a acoperit această regiune. Este probabil că limita internă a lacului levantin era plasată între Mizil şi Urziceni, de unde s-a retras treptat spre exterior.

În acelaşi sens pledează şi rezultatele cercetării atente a carotajului continuu pînă la baza levantinului din forajul de la Mizil, care au dovedit absenţa oricăror intercalaţii de lignit, spre deosebire de forajul de la Urziceni, unde pe acelaşi interval s-a constatat prezenţa a numeroase strate subţiri de lignit, caracteristice levantinului sub facies getic.

Considerentele expuse ar părea să justifice repartizarea depozitelor levantine sub faciesul argilelor cu *Helix* unui tip genetic predominant deluvial-proluvial. În acest caz trebuie să presupunem că activitatea de colmatare subaeriană depăşea chiar intensitatea maximă a procesului de subsidenţă din regiunea cercetată.

În holocen, menţinerea proceselor de subsidenţă şi activitatea de colmatare, sînt ilustrate de grosimea mare a aluviunilor rîurilor Teleajen şi Buzău, pe porţiunile în care ele traversează cîmpia subcolinară.

HIDROGEOLOGIA REGIUNII

În vederea stabilirii condiţiilor hidrogeologice ale regiunii, în scopul punerii în evidenţă a posibilităţilor de alimentare cu apă, ne-am referit în mod separat la stratele acvifere de adîncime şi la stratele freatice.

Stratele acvifere de adîncime au fost cercetate prin încercări experimentale, efectuate asupra sondelor de la Mizil şi Urziceni.

Stratele freatice au constituit obiectul unei cartografii detaliate, a punctelor de apă din cuprinsul regiunii, precum şi a unor studii experimentale, în vederea determinării caracteristicilor lor hidrogeologice.

Stratele acvifere de adîncime. Primele aprecieri asupra repartiţiei pe verticală a stratelor acvifere de adîncime au reieşit din analiza datelor litologice obţinute în forajele Mizil şi Urziceni.

Alternanţa repetată de depozite impermeabile cu depozite permeabile a constituit un indiciu pentru prevederea existenţei unui mare număr de strate acvifere de adîncime.

Faptul că la alcătuirea depozitelor permeabile iau parte nisipuri mărunte şi fine — pietrişurile şi nisipurile grăunţoase fiind absente din întreg intervalul stratigrafic cercetat prin forajele Mizil şi Urziceni — creează condiţii dificile de exploatare a apelor de adîncime.

Tipul genetic, probabil deluvial-proluvial al succesiunii de depozite permeabile şi impermeabile, dedus din considerentele expuse la capitolul precedent, permite să se presupună o dezvoltare sub forma unei dispoziţii lenticulare a succesiunii menţionate. În acest caz trebuie să admitem că apele de adîncime nu sînt cantonate într-un orizont litologic de extensiune regională, ci dimpotrivă ele circulă, atît pe verticală cît şi pe orizontală, prin lentile diferit orientate, constituite din materiale psamitice fine. Acest mod de circulaţie al apelor de adîncime, le conferă o dinamică lentă, fapt care are drept consecinţă creşterea mineralizaţiei acestor ape subterane, precum şi reducerea posibilităţii obţinerii unor debite ridicate.

Ţinînd seama de aceste particularităţi ale apelor de adîncime din regiunea studiată, am considerat necesar ca ele să fie separate pe complexe stratigrafice şi cercetate astfel în mod separat.

Prezentăm în continuare rezultatele privind stratele acvifere din depozitele daciene, levantin inferioare, levantin superioare şi pleistocen inferioare.

Complexul acvifer din depozitele daciene este localizat în nisipuri fine cenuşii, necoezive, fiind situat la Mizil între adîncimile 1 472 şi 1 426 m, iar la Urziceni între 963—958 m şi 887—878 m.

Datorită granulometriei fine a nisipurilor daciene, care au provocat puternice viituri de nisip în sondă, încercările experimentale nu au oferit date concludente.

Analizele chimice, asupra probelor recoltate din acest complex acvifer, au indicat, atît pentru punctul Mizil, cît şi pentru punctul Urziceni, prezenţa unor ape bicarbonatate calcice, slab cloro-sodice, cu un conţinut ridicat în ioni Fe şi cu o mineralizaţie totală care depăşeşte 2 g/l, fapt care le atribuie caracterul de ape nepotabile.

Complexul acvifer din depozitele levantin inferioare este cantonat în nisipuri mărunte și fine, slab, coezive și necoezive. La Mizil acest complex include stratele întîlnite între adîncimile 1 348—1 336 m, 1 305—1 282 m, 1 160—1 140 m, 1 104—1 082 m, 903—893 m și 855—845 m, iar

Tabelul

Analize chimice privind com

Complexul acvifer	Forajul	Adîncimea complexului m	Reziduu fix g	Duritatea grade	Cl g/kg	SO_4 g/kg	NO_3 g/kg
					%e	%e	%e
Cuaternar	Mizil	400	2,767	11,0	0,8652	0,4123	—
					26	9,1	—
	Urziceni	—	—	—	—	—	—
					—	—	—
Levantin superior	Mizil	500	1,752	10,4	0,4734	0,2177	0,010
					15,7	5,33	0,17
	Urziceni	420	1,322	16,0	0,3581	—	—
					18,5	—	—
Levantin inferior	Mizil	1 000	1,54	6,8	0,0745	0,0654	urme
					1,99	1,29	—
	Urziceni	800	1,56	20,6	0,6525	0,0412	—
					20,8	9,7	—
Dacian	Mizil	1 450	2,135	4,0	0,1099	0,0070	urme
					3,09	0,145	—
	Urziceni	900	2,2470	16,0	0,7234	0,3127	—
					20,3	6,40	—

la Urziceni stratele situate între adîncimile 872—835 m, 828—818 m, 788—782 m, 687—665 m și 650—600 m.

Încercările experimentale efectuate asupra acestor complexe acvifere au dovedit existența unor debite reduse, sub 1 l/s, nivelul hidrostatic situîndu-se la Mizil la adîncimea de 200 m, iar la Urziceni la adîncimea de 50 m.

Din punct de vedere hidrochimic în acest complex acvifer circulă ape bicarbonatate calcice- magneziene, slab cloro-și sulfatosodice, cu o mineralizație totală cuprinsă între 1 și 2 g/l, ceea ce le caracterizează ca ape nepotabile.

Apele subterane aparținînd complexului acvifer din depozitele levantin superioare circulă în nisipuri mărunte, în general necoezive.

La Mizil acest complex este constituit din următoarea succesiune de strate permeabile 786—781 m, 737—714 m, 560—556 m, 524—512 m, 496—486 m și 460—454 m. Încercările experimentale efectuate asupra acestei succesiuni de strate acvifere au indicat existența unor debite reduse, sub 1 l/s, nivelul hidrostatic fiind slab artezian. Din punct de vedere hidrochimic apele subterane prezintă caractere analoge cu cele situate în complexul acvifer din depozitele levantin inferioare.

La Urziceni complexul acvifer din depozitele levantin superioare este plasat între adîncimile 446—424 m și 420—409 m și au o capacitate de debitare de 3 l/s, pentru o denivelare de 8 m a nivelului hidrostatic situat la adîncimea de 24 m. Aceste ape subterane pot fi caracterizate ca

nr. 1

plexele acvifere de adîncime

NO_2 g/kg	CO_3H g/kg	Na g/kg	Ca g/kg	Mg g/kg	Fe g/kg	SiO_3H_2 g/kg	CO_2 g/kg
%e	%e	%e	%e	%e	%e		
—	0,8479	0,9893	0,0437	0,0204	0,0004	0,0155	—
—	14,9	45,8	2,3	1,8	0,1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,006	0,732	0,6082	0,0369	0,0229	0,0002	0,0103	0,0396
—	28,8	43,8	3,06	3,14	—	—	—
0,0222	0,5124	0,3049	0,0501	0,0392	urme	0,0259	0,0440
0,87	30,63	35	6,6	8,4	—	—	—
—	1,4701	0,5779	0,0061	0,0259	urme	0,0124	absent
—	46,72	45,5	0,586	4	—	—	—
—	0,5186	0,4692	0,0480	0,0603	urme	0,0310	0,0176
—	19,5	36,7	4,34	8,96	—	—	—
—	1,4091	0,5558	0,0130	0,0090	0,0220	0,0259	0,2596
—	46,765	37,5	10,1	1,15	1,25	—	—
—	0,7016	0,7848	0,0260	0,0362	0,0003	0,0129	0,0220
—	23,3	44,4	1,71	3,89	—	—	—

ape bicarbonatate calcice magneziene, cu un conținut total de săruri care depășește cu puțin 1 g/l, ceea ce ar permite încadrarea lor la limita superioară admisibilă pentru ape potabile.

Complexul acvifer din pleistocenul inferior a fost identificat numai în forajul de la Mizil între adîncimile 400 și 380 m. Acest complex prezintă debite foarte reduse de ape chimic nepotabile, cu un slab caracter artezian.

Analizele chimice reprezentative, privind complexele acvifere mai înainte menționate, au fost efectuate de Laboratorul de hidrogeochimie al Comitetului geologic și sînt prezentate în tabelul nr. 1.

Pe baza constatărilor reieșite din forajele executate în regiuni învecinate, la Periș, Ploiești, Valea-Călugărească, Dridu, Făurei etc., se poate afirma că datele obținute din forajul de la Mizil ar putea fi extrapolate pe cea mai mare parte a regiunii cercetate. Datele stabilite prin forajul de la Urziceni ar putea eventual să ofere indicații numai pentru porțiunea de SV a acestei regiuni.

În consecință trebuie să admitem că apele de adîncime nu pot să constituie surse de alimentare a unităților socialiste din agricultură din cadrul regiunii cercetate. În același sens ne referim și la partea de SV a acestei regiuni, unde deși s-a semnalat posibilitatea obținerii unor debite

apreciabile din complexul acvifer levantin superior, totuşi — datorită granulometriei fine a stratelor permeabile respective — exploatarea lor într-un regim permanent apare problematică.

★

Stratele freatice. Cercetarea apelor freatice a fost întemeiată în prealabil pe cartografia punctelor de apă din cuprinsul regiunii, care a permis întocmirea hărţii cu hidroizohipse şi hidroizobate (fig. 1).

Interpretarea hărţii cu hidroizohipse permite să se afirme că particularităţile alcătuirii geologice ale depozitelor holocene şi ale morfologiei regiunii se reflectă în caracteristicile hidrogeologice ale apelor freatice. Într-adevăr, în subunitatea vestică apele freatice circulă după direcţia NV—SE, în subunitatea mediană curg dinspre N către S, iar în subunitatea estică afluxul lor este dirijat NE—SV. Reiese deci că apele freatice sînt drenate după un fascicul de direcţii convergente, către un teritoriu hidrogeologic depresionar, situat în dreptul confluenţei rîului Ialomiţa cu valea Sărata. În fapt apele freatice prezintă direcţii de curgere consecvente morfologiei regiunii care a imprimat zonei de confluenţă menţionate şi rolul de colector al apelor superficiale din interfluviul Ialomiţa—valea Sărata.

Hidroizohipsele mai oferă şi o imagine grafică a valorilor gradienţilor hidraulici după care se desfăşoară procesul de drenare. Astfel în subunităţile vestică şi estică, unde stratele freatice sînt cantonate în depozite psefito-psamitice foarte permeabile, constatăm că aceste valori sînt mai mari decît cele din subunitatea mediană, unde circulaţia apelor subterane are loc prin depozite psamitice fine.

Distribuţia hidroizobatelor pune în evidenţă prezenţa unui teritoriu hidrogeologic depresionar în partea de NE a regiunii, situat în bazinul mijlociu al văii Sărata din sectorul Clondiru — Miroşi, unde nivelul hidrostatic variază între 0 şi 2 m de la suprafaţa terenului. În cea mai mare parte a regiunii cercetate hidroizobatele sînt cuprinse între 2 şi 5 m adîncime, cu excepţia unor benzi înguste plasate de-a lungul malurilor văilor Teleajen, Cricovul Sărat şi Săratei, unde hidroizobatele ating adîncimi pînă la 15 m.

În vederea stabilirii caracteristicilor hidrogeologice ale stratelor freatice ne-am întemeiat pe prospecţiunile efectuate prin foraje de mică adîncime.

Din aceste cercetări a reieşit că în subunităţile vestică şi estică, unde la alcătuirea litologică a stratelor permeabile holocene iau parte depozite psefito-psamitice, apele freatice oferă posibilitatea obţinerii unor debite abundente. În subunitatea mediană unde constituţia litologică a depozitelor holocene este predominant fină, apele freatice prezintă debite reduse.

Alcătuirea litologică a regiunii se reflectă în caracterul dinamicii apelor subterane, care a fost dedus şi din harta cu hidroizohipse pe baza valorilor gradienţilor hidraulici. Aceste constatări permit să se presupună că în subunităţile vestică şi estică apele freatice au o dinamică activă, fapt care le conferă un grad de mineralizare redus, iar în subunitatea mediană o dinamică lentă, ceea ce contribuie la creşterea conţinutului lor în săruri.

Considerentele expuse ne-au îndreptăţit să restrîngem cercetările experimentale, asupra apelor freatice, la studiul subunităţilor vestică şi estică, unde era de aşteptat obţinerea unor debite ridicate de ape subterane calitativ potabile.

În acest scop am fixat trei stații experimentale : două în subunitatea vestică în zonele Dumbrava și Hătcărău și una în subunitatea estică în zona Lipia ; aceste stații au permis stabilirea caracteristicelor hidrogeologice ale stratelor freatice.

a) Zona Dumbrava este situată la extremitatea nordică a localității Dumbrava (r. Ploiești).

Forajele executate au întîlnit depozitele aluvionare, aparținînd vechiului curs al rîului Teleajen pe o grosime de 19,40 m, din care stratul freatic ocupă o grosime de 17,00 m.

Parametrii hidrogeologici ai acestui strat au următoarele valori :

Coeficientul mediu de infiltrație . . . . . 37,6 m/24 h
Gradientul hidraulic 0,002
Raza de influență pentru s = 1,03 m . . . . . 32,8 m
Debitul maxim calculat pentru o denivelare echivalentă cu $\frac{1}{3}$ din grosimea stratului freatic . . . . 13,4 l/s
Rezerva dinamică pentru o secțiune de 100 m . . . . .145,6 m³/24 h

b) Zona Hătcărău a fost aleasă la marginea de NE a comunei Hătcărău (r. Ploiești).

Grosimea depozitelor aluvionare atinge aici 17,50 m, iar stratul freatic acumulat în aceste depozite are grosimea de 17,05 m.

Parametrii hidrogeologici prezintă următoarele valori :

Coeficientul mediu de infiltrație . . . . . .50,3 m/24 h
Gradientul hidraulic 0,001
Raza de influență pentru s = 0,4 m . . . . . .22,8 m
Debitul maxim calculat pentru o denivelare echivalentă cu $\frac{1}{3}$ din grosimea stratului freatic . . .17,8 l/s
Rezerva dinamică pentru o secțiune de 100 m . . . . .86,6 m³/24 h

c) Zona Lipia este situată la S de localitatea Lipia (înglobat orașului Buzău).

Depozitele aluvionare aparținînd vechiului curs al rîului Buzău prezintă grosimea de 7,1 m, iar stratul freatic cantonat în aceste depozite are o grosime de 7,1 m.

Parametrii hidrogeologici au următoarele valori :

Coeficientul mediu de infiltrație . . . . . .58,4 m/24 h
Gradientul hidraulic 0,0015
Raza de influență pentru s = 2,43 m . . . . . .69,4 m
Debitul maxim calculat pentru o denivelare echivalentă cu $\frac{1}{3}$ din grosimea stratului freatic . . . . 5,16 l/s
Rezerva dinamică pentru o secțiune de 100 m . . . . .62,2 m³/24 h

*

În vederea stabilirii caracterelor hidrochimice ale stratelor freatice s-a recoltat un număr de 78 de probe de apă care au fost analizate de Laboratorul de hidrogeochimie al Comitetului geologic. Rezultatele acestor analize sînt prezentate în tabelul nr. 2.

Tabelul

Analize chimice privind

Nr. probei	Mineralizație totală g	Duritatea grade	Cl g/kg	SO_4 g/kg	NO_3 g/kg	NO_2 g/kg	HCO_3 g/kg
			%e	%e	%e	%e	%e
1	0,7152	14	0,0549	0,0322	—	—	0,3989
			8,85	3,83	—	—	37,25
2	0,8356	23,3	0,0709	0,0893	—	—	0,4150
			9,3	8,65	—	—	32,05
3	0,6259	20,7	0,0507	0,0699	0,0096	—	0,3141
			8,7	8,9	0,95	—	31,45
4	0,9436	17,7	0,2553	0,0786	—	—	0,2934
			26,4	6	—	—	17,6
5	1,3406	25	0,3705	0,1055	—	—	0,4029
			27	5,9	—	—	17,1
6	0,9532	26,3	0,259	0,0625	urme	—	0,3385
			25,8	4,6	—	—	19,6
7	0,9137	15,8	0,2482	0,099	0,004	—	0,2623
			26,00	7,7	0,3	—	16,00
8	1,7647	25,4	0,5674	0,0966	—	—	0,5011
			30,5	3,85	—	—	15,65
9	1,2338	40,49	0,0994	0,2938	—	—	0,4819
			8,3	18,2	—	—	23,5
10	1,0099	19,6	0,2482	0,1021	urme	0,0004	0,3264
			24,2	3,3	—	—	18,5
11	1,1519	42,3	0,0869	0,0677	0,2294	—	0,4637
			8,1	4,5	12,4	—	25
12	0,9140	20	0,1872	0,0765	—	—	0,3666
			20,5	6	—	—	23,5
13	1,9494	67,3	0,1986	0,3247	0,28	urme	0,6070
			10,4	12,6	8,4	—	18,6
14	1,2282	40,4	0,1242	0,0983	—	—	0,6161
			11,5	6,5	—	—	32
15	1,4132	25,8	0,1732	0,1719	—	—	0,2503
			11,8	8,6	—	—	29,6
16	0,8259	18	0,0213	0,0202	—	—	0,5499
			3	2	—	—	45
17	1,2812	23,5	0,1207	0,1156	0,0195	—	0,6313
			10,3	7,3	0,9	—	31,5
18	0,8778	23,5	0,0195	0,0234	0,01	0,0001	0,6039
			2,5	2,2	0,7	—	44,6
19	0,5576	17,2	0,0122	0,0423	0,0137	—	0,3355
			2,48	6,36	1,6	—	39,56

nr. 2

stratele acvifere freatice

Na g/kg	NH_4 g/kg	Ca g/kg	Mg g/kg	Fe g/kg	SiO_3H_2 g/kg	CO_2liber g/kg
%e	%e	%e	%e	%e		
0,0856	—	0,1002	urme	0,0011	0,0247	0,0176
21,25	—	28,55	—	0,2		
0,0534	—	0,1503	0,0102	0,0001	0,0156	0,0308
10,9	—	35,2	3,9	—		
0,0186	—	0,1170	0,0186	0,0003	0,0051	0,0220
4,95	—	35,7	9,3	0,05		
0,1678	—	0,1142	0,0078	0,0003	0,0130	0,0132
26,8	—	20,8	2,37	0,03		
0,2389	—	0,1683	0,0066	0,007	0,0130	0,0308
26,82	—	21,78	1,40	0,0130		
0,1098	—	0,1440	0,0265	0,0003	0,0038	0,0088
16,88	—	25,36	7,76	—		
0,1791	—	0,0826	0,0185	0,0002	0,0104	0,0088
29,00	—	16,3	5,7	—		
0,3942	—	0,1162	0,0398	0,0004	0,0182	0,0308
32,625	—	11,1	6,25	0,025		
0,0536	—	0,2185	0,0434	0,0004	0,0120	0,0308
6,96	—	32,4	10,6	0,04		
0,1723	—	0,0984	0,0253	0,0001	0,0103	0,0264
25,9	—	16,9	7,2	—		
0,0013	—	0,2385	0,0389	0,0001	0,0078	0,0176
0,2	—	39,3	10	—		
0,1323	—	0,1070	0,0217	urme	0,0051	0,0176
22,5	—	20,7	6,8			
0,0644	—	0,2775	0,1236	0,0001	0,0207	0,0528
5,2	—	12,8	19,0	—		
0,0277	—	0,1083	0,1098	0,0002	0,0160	0,1276
4	—	17,3	28,5	0,2		
0,0084	—	0,0948	0,19	0,0011	0,0103	0,0132
0,8	—	11,4	37,75	0,01		
0,0821	—	0,0611	0,0413	0,0004	0,0364	0,0132
17,7	—	15,2	17	0,1		
0,2318	—	0,12	0,0048	0,0002	0,0064	0,0308
31,318	—	17,806	0,856	0,02		
0,0617	—	0,0701	0,0597	0,0002	0,0116	0,0176
12,1	—	15,8	22,1	—		
0,0187	—	0,082	0,0247	0,0001	0,0064	0,0220
5,9	—	29,5	14,6	—		

Nr. probei	Mineralizație totală g	Duritatea grade	Cl g/kg	SO_4 g/kg	NO_3 g/kg	NO_2 g/kg	HCO_3 g/kg
			%e	%e	%e	%e	%e
20	1,3376	25,1	0,2872	0,1222	—	0,0001	0,4667
			22,1	7,0	—	—	20,9
21	1,3155	25	0,2836	0,111	—	—	0,4576
			22,5	6,5	—	—	21,00
22	1,7797	20,1	0,3971	0,149	0,010	urme	0,6314
			22,6	6,2	0,3	—	20,9
23	0,9019	18,2	0,0319	0,0317	—	—	0,5873
			4,05	2,95	—	—	43
24	1,5062	18,6	0,3688	0,13	—	—	0,5064
			24,3	4,3	—	—	19,4
25	3,1533	19,9	1,2278	0,2308	0,088	—	0,4697
			35,7	4,94	1,45	—	7,91
26	0,8607	26,99	0,0319	0,0506	—	—	0,5490
			4,1	4,6	—	—	4,13
27	2,3165	94,1	0,3174	0,5457	0,2473	—	0,6650
			13,2	13,6	7,6	—	15,65
28	1,7197	18,5	0,0858	0,2701	—	—	0,8845
			5,35	12,5	—		32,2
29	2,5346	42,9	0,6986		0,0009	0,3510	0,6344
			26,2	—	—	9,9	13,9
30	3,9411	40,6	1,078	0,5728	—	0,0001	0,9809
			26,6	10,4	—	—	13
31	3,6333	28,2	0,6028	1,255	urme	0,0002	0,5735
			16,2	24,9	—	—	8,9
32	1,0370	13,7	0,0284	0,0173	0,0043	—	0,6894
			5,1	1,7	0,2	—	43
33	4,4320	63,4	1,4560	0,4872	0,032	—	0,9542
			30,5	7,55	0,35	—	11,6
34	7,2472	62	3,1914	0,2757	—	0,003	0,1408
			39,4	2,5	—	—	81
35	2,5534	52,9	0,4468	0,0794	0,4102	—	0,8907
			17,05	1,71	11,62	—	19,62
36	1,3552	13,2	0,2572	0,379	0,0076	—	0,2993
			18	19,5	0,3	—	12,2
37	1,4812	16,8	0,1805	0,8427	urme	—	0,7381
			12,65	7,45	—		29,9
38	2,6255	32	0,5745	0,3868	urme	0,0001	0,8602
			21	10,6	—	—	18,4

Tabelul nr. 2 (continuare)

Na g/kg	NH_4 g/kg	Ca g/kg	Mg g/kg	Fe g/kg	SiO_3H_2 g/kg	CO_2 liber g/kg
%e	%e	%e	%e	%e		
0,2144	—	0,1363	0,0263	0,0003	0,0181	0,0660
25,5	—	18,6	5,9	—		
0,2038	—	0,1393	0,0241	0,0005	0,0207	0,0748
24,9	—	19,5	5,6			
0,4056	—	0,1012	0,0259	urme	0,0155	0,044
35,6	—	10,1	4,3			
0,1067	—	0,0461	0,0513	0,0007	0,0286	0,0176
20,75	—	10,3	18,95	0,1		
0,3386	—	0,0769	0,0344	0,0005	0,0154	0,0352
34,4	—	9,0	6,6	—		
0,9510	—	0,1380	0,0036	0,0003	0,0089	0,0352
42,5	—	7,1	0,36	0,01		
0,0294	—	0,0657	0,085	0,0007	0,022	0,0264
5,85	—	24,75	19,3	0,1		
0,0042	—	0,2044	0,2846	0,0002	0,0169	0,0308
0,3	—	15	34,7	—		
0,3677	—	0,032	0,0603	0,0001	0,0032	0,0154
35	—	3,2	11,0	0,07		
0,5075	—	0,2014	0,0645	0,0002	0,0233	0,0528
29,5	—	13,4	7,1	—		
0,9809	—	0,1892	0,0613	0,0013	0,0129	0,1386
37,3	—	8,3	4,4	—		
0,9760	—	0,1325	0,0422	0,0004	0,0155	0,0352
40,4	—	6,3	3,3	—		
0,1756	—	0,0661	0,0192	0,0004	0,0143	0,0220
26,7	—	13,3	10	—		
0,9860	—	0,3564	0,0814	0,0003	0,0077	0,0704
31,81	—	13,22	4,97	—		
2,124	—	0,3541	0,0543	0,0001	0,0155	0,088
40,5	—	7,7	2,0	—		
0,4165	—	0,1483	0,1398	0,0004	0,0169	0,0044
24,5	—	10	15,5	0,01		
0,2036	—	0,1160	0,0669	0,0008	0,0182	0,0066
22	—	14,3	13,63	0,07		
0,3262	—	0,020	0,0603	0,0004	0,0042	0,0088
35	—	2,4	12,3	0,3		
0,6180	—	0,0511	0,1086	0,0001	0,0129	0,0132
35,00	—	3,4	11,6	—		

Nr. probei	Mineralizație totală g	Duritatea grade	Cl g/kg	SO_4 g/kg	NO_3 g/kg	NO_2 g/kg	HCO_3 g/kg
			%e	%e	%e	%e	%e
39	1,4992	24,5	0,2039	0,0761	0,0060	urme	0,7840
			14,2	3,9	0,2	—	31,7
40	1,2728	13,8	0,0284	0,1090	0,20	0,0009	0,5857
			2,5	7,2	10,1	—	30,2
41	1,2874	18,3	0,0609	0,2098	0,0100	—	0,6588
			5,1	12,85	0,5	—	31,55
42	1,6246	23,5	0,3557	0,1226	urme	—	0,6649
			21,45	5,45	—	—	23,1
43	4,7154	80	0,3050	2,0945	urme	0,0001	0,9640
			6,3	32,1	—	—	11,6
44	0,8810	10,6	0,0355	0,0370	urme	absent	0,5613
			4,6	3,4	—	—	42,0
45	3,3271	75	0,3369	1,2411	0,020	0,0004	0,7382
			10,00	27,00	0,3	—	12,7
46	0,7121	9,7	0,0177	0,0138	0,012	—	0,4606
			2,9	17	1,2	—	44,2
47	1,9378	16,3	0,2103	0,5744	0,0074	—	0,5673
			10,85	21,9	0,25	—	17
48	1,0551	186	0,0957	0,0436	0,124	0,004	0,4637
			12	3,62	6,2	3,1	28,75
49	1,3650	18	0,0805	0,1518	0,0144	—	0,7594
			6,25	8,75	0,65	—	34,35
50	6,6317	168,2	1,0815	3,3683	urme	—	0,1952
			14,8	33,65	—	—	1,55
51	6,7313	158,2	1,0650	3,3726	—	—	0,2440
			40	7	—	—	3
52	10,4515	77	2,3856	4,1968	—	—	0,3965
			20,65	27,15	—	—	2,2
53	2,3413	60,8	0,4752	0,5682	0,0620	urme	0,5430
			18,9	17	1,5	—	12,6
54	0,7776	13,2	0,0122	0,0049	0,0108	—	0,5368
			2	0,5	1	—	46,5
55	2,7173	14,2	0,3885	0,1818	0,090	—	1,2505
			15	5,1	1,9	—	28
56	1,8548	9,8	0,3280	0,1205	0,0081	0,0003	0,8236
			18,4	4,6	0,25	—	26,75
57	6,2374	26,5	2,6813	0,4608	—	urme	0,8601
			38	4,9	—	—	7,1

Tabelul nr. 2 (continuare)

Na g/kg	NH_4 g/kg	Ca g/kg	Mg g/kg	Fe g/kg	SiO_3H_3 g/kg	CO_2 liber g/kg
%e	%e	%e	%e	%e		
0,2651	—	0,0597	0,070	0,0005	0,0207	0,0132
28,4	—	7,4	14,2	—		
0,2528	—	0,0311	0,0410	urme	0,0129	0,011
34,6	—	4,8	10,6	—		
0,2426	—	0,0376	0,0560	0,0003	0,0026	0,0088
30,65	—	5,5	13,55	0,3		
0,3479	—	0,039	0,0778	0,0002	0,0033	0,0132
32,25	—	4,15	13,6	—		
0,9034	—	0,1293	0,2708	0,0003	0,0129	0,0352
28,9	—	4,7	16,4	—		
0,165	—	0,0361	0,0242	0,0001	0,013	0,0088
32,7	—	8,2	9,1	—		
0,4843	—	0,3166	0,1327	urme	0,0129	0,044
22,0	—	16,5	11,5	—		
0,1168	—	0,0452	0,0145	0,0002	0,0181	0,0132
29,8	—	13,2	7,00	—		
0,4938	—	0,021	0,0579	0,0006	0,0051	—
39,15	—	1,9	8,6	0,35		
0,1511	—	0,1142	0,0114	0,0002	0,0156	0,0352
24,9	—	21,55	3,55	—		
0,2678	—	0,0140	0,0699	0,0005	0,0066	—
3,2	—	1,9	15,6	0,5		
1,0055	—	0,5431	0,4013	0,0004	0,0364	—
21	—	13	16	—		
1,0965	—	0,497	0,3860	0,0009	0,0429	0,0264
22,95	—	11,9	15	0,15		
3,0724	—	0,1243	0,2594	0,0009	0,0156	—
41,5	—	1,92	6,6	—		
0,3087	—	0,1954	0,1453	0,0002	0,0169	0,0264
19	—	14	17	—		
0,0897	—	0,056	0,0326	0,0006	0,0208	0,0132
21	—	14,8	14,1	0,1		
0,6870	—	0,012	0,0754	0,0003	0,0208	0,011
41	—	0,8	8,1	0,1		
0,5028	urme	0,0180	0,0316	0,0009	0,0078	0,0132
43,1	—	1,75	5,15	—		
2,0606	0,0009	0,056	0,0832	0,0005	0,0032	0,0308
45	0,26	1,31	3,43	—		

Nr. probei	Mineralizaţie totală g	Duritatea grade	Cl g/kg	SO_4 g/kg	NO_3 g/kg	NO_2 g/kg	HCO_3 g/kg
			%e	%e	%e	%e	%e
58	1,3534	24,2	0,2996	0,0209	0,0026	urme	0,6344
			22,2	1,1	0,1	—	26,6
59	2,9346	19,8	1,2588	0,0581	—	—	0,5918
			38,30	1,30	—	—	10,40
60	0,5137	16,7	0,0355	0,0264	0,0316	—	0,2562
			8	4,4	4,1	—	33,5
61	0,9570	19,3	0,0851	0,0461	0,0037	—	0,5491
			9,7	3,85	0,2	—	36,25
62	1,1505	10	0,0177	0,0082	0,400	—	0,7687
			1,8	0,6	2,3	—	45,3
63	1,1251	18,4	0,0567	0,0991	0,014	0,0002	0,61
			5,8	7,4	0,8		36,0
64	0,8563	10,4	0,0175	0,0140	0,0124	—	0,5795
			22,2	9,7	5,1	—	13
65	3,3443	25,2	1,1329	0,3472	—	—	0,7382
			31,25	7	—	—	11,75
66	1,0279	23,8	0,035	0,0222	0,0705	—	0,6527
			3,75	1,75	4,3	—	40,2
67	0,6780	23,9	0,0213	0,0173	0,0298	—	0,4515
			3,40	2	2,7	—	41,9
68	0,3208	7,6	0,0088	0,0045	0,0400	—	0,1602
			3,4	1,3	9	—	36,3
69	0,5986	18,3	0,0175	0,0098	0,0025	—	0,4270
			3,08	1,22	0,17	—	45,53
70	0,7294	23,7	0,0280	0,0025	urme	—	0,5124
			4,22	0,28	—	—	45,5
71	0,9776	19,8	0,039	0,0506	0,050	—	0,5192
			4,425	4,24	3,23	—	38,1
72	1,3881	37,7	0,2208	0,0897	0,15	urme	0,5642
			15,75	4,75	6,1	—	23,4
73	1,0812	19	0,1436	0,0539	—	—	0,5552
			14,1	4,0	—	—	31,9
74	0,9258	24,1	0,1312	0,477	0,030	—	0,4149
			15,4	4,2	2,0	—	28,4
75	1,0517	27,3	0,1418	0,0741	0,070	urme	0,4270
			14,6	5,6	4,1	—	25,7
76	0,9394	22,1	0,1312	—	urme	0,0671	0,4088
			15,7	—	—	5,9	28,4

Tabelul nr. 2 (continuare)

Na g/kg	NH_4 g/kg	Ca g/kg	Mg g/kg	Fe g/kg	SiO_3H_2 g/kg	CO_2 liber g/kg
%e	%e	%e	%e	%e		
0,2477	—	0,039	0,0802	0,0002	0,0046	0,0242
27,5	—	5,5	17	—		
0,9070	0,002	0,0511	0,0523	0,0005	0,0130	—
42,55	0,1	2,75	4,6	—		
0,007	—	0,0842	0,0213	0,0002	0,0117	0,0396
2,40	—	33,5	14	0,1		
0,1268	—	0,0511	0,0529	0,0002	0,0156	0,0264
22,1	—	10,15	17,75	—		
0,2375	—	0,0421	0,0181	urme	0,0181	—
37	—	7,8	5,2	—		
0,1682	—	0,078	0,0325	0,0001	0,0134	0,0528
26,3	—	14,1	9,6	—		
0,1560	—	0,0340	0,0241	0,0005	0,0051	0,0132
26,9	—	7,77	15	0,33		
0,8057	—	0,1543	0,1027	0,0028	0,0165	0,0440
34,2	—	7,5	8,2	0,1		
0,1112	—	0,0290	0,0850	0,0002	0,0089	0,0132
18	—	5,5	26,5	—		
0,0063	—	0,0260	0,0882	0,0005	0,0195	0,0176
1,5	—	7,3	41,2	0,1		
0,0212	—	0,048	0,0036	urme	0,0129	0,0216
12,8	—	33,1	4,1	—		
0,0281	—	0,0370	0,0567	0,0001	0,0066	0,0132
7,8	—	11,7	30,5	—		
0,0189	—	0,0790	0,0543	0,0002	0,0077	0,0264
4,46	—	21,3	24,2	0,04		
0,123	—	0,0380	0,0633	urme	0,0129	0,0216
21,53	—	7,625	20,85	—		
0,1481	—	0,0850	0,1103	0,0002	0,0066	0,0132
16,2	—	10,75	23,05	—		
0,1721	—	0,0882	0,029	0,0001	0,0259	0,0132
26,2	—	15,4	8,4	—		
0,0771	—	0,1229	0,0302	0,0003	0,0363	0,0352
14,0	—	25,6	10,4	—		
0,090	—	0,1556	0,0241	0,0002	0,0337	0,0352
14,3	—	28,4	17,3	—		
0,0895	—	0,1082	0,0304	0,0002	0,0336	0,0704
16,5	—	22,9	10,6	—		

Nr. probei	Mineralizaţie totală g	Duritatea grade	Cl g/kg	SO_4 g/kg	NO_3 g/kg	NO_2 g/kg	HCO_3 g/kg
			%e	%e	%e	%e	%e
77	0,9088	24	0,1241	0,072	0,0060	0,0001	0,4210
			14,6	6,2	0,4	—	28,10
78	0,7937	22	0,1241	0,014	0,0006	0,0176	0,3842
			16,8	1,1	0,1	1,8	30,2

Pentru delimitarea zonelor în care apele freatice pot constitui surse de alimentare cu apă, am întocmit harta de raionare hidrogeologică a apelor potabile şi nepotabile din regiunea cercetată (fig. 2).

În acest scop ne-am referit la criteriile elaborate de E. Liteanu şi colaboratori (3) privind raionarea apelor freatice potabile şi nepotabile din Cîmpia Romînă orientală în şase clase de ape, dintre care clasele A, B şi C aparţin apelor potabile, iar clasele D, E şi F apelor nepotabile.

În cadrul regiunii cercetate am constatat prezenţa raioanelor aparţinînd claselor : C (ape potabile admisibile), D (ape nepotabile de gradul I), E (ape nepotabile de gradul II) şi F (ape nepotabile de gradul III).

Raionul clasei C se situează în subunităţile vestică şi estică şi mai ales în zonele de N şi S ale regiunii cercetate.

Raionul clasei D include cea mai mare parte din regiunea cercetată, ocupînd în special subunitatea mediană, unde se constată şi prezenţa unor mici raioane aparţinînd claselor E şi F.

Privitor la posibilităţile de alimentare cu apă din stratele freatice, reiese că zonele cele mai favorabile sînt situate în subunităţile vestică şi estică, pe porţiunile care se încadrează în raionul clasei de ape C. Studiile hidrogeologice experimentale au adus argumente în sensul că, în zonele Dumbrava şi Lipia E, este posibil să fie amenajate captări centrale de ape freatice potabile al căror debit ar putea să alimenteze, pe scară regională, unităţile agricole socialiste, amplasate în raioanele cu ape nepotabile.

Unităţile agricole mai mici, situate pe subunitatea mediană şi în raionul clasei de ape D, care eventual n-ar putea fi cuprinse în reţeaua alimentării regionale, pot obţine, din apele freatice, prin instalaţii hidrotehnice adecvate (puţuri de diametru mare), debite pînă la 1 l/s. Dat fiind faptul că pe acel teritoriu apele freatice sînt hidrochimic apropiate tranziţiei spre clasa de ape C, calitatea acestora ar putea fi considerată ca acceptabilă la limită.

CONCLUZII

La alcătuirea geologică a regiunii cercetate participă depozite daciene, levantine şi cuaternare, caracterizate printr-o litologie fină. Numai aluviunile holocene depuse de rîurile Teleajen şi Buzău, între limitele sub-

Fig. 1. — Harta cu hidroizohipse și hidroizobate a stratului acvifer freatic.

LEGENDA

1 V Subunitatea geologică vestică
2 M „ „ medie
3. E „ „ estică
4 — — Limita dintre subunitățile geologice
5 ——— Limitele raioanelor hidrogeologice, aparținînd diferitelor clase de ape
6. Clasele de ape :
C potabile admisibile
D nepotabile de gradul I
E „ „ „ II
F „ „ „ III
⊕ F 6 Foraje executate
• PA Probe de ape analizate

SCARA
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km.

P.P.P.

Fig. 2. — Harta cu raionarea hidrogeologică a apelor freatice potabile și nepotabile.

Tabela nr. 2 (continuare)

Na g/kg	NH_4 g/kg	Ca g/kg	Mg g/kg	Fe g/kg	SiO_3H_2 g/kg	CO_2 liber g/kg
%e	%e	%e	%e	%e		
0,0774	—	0,1182	0,0332	0,0001	0,0259	0,0308
14	—	24,6	11,4	—		
0,0584	—	0,1074	0,0304	0,0002	0,0159	0,0308
12	—	25,8	12,0	—		

unităţilor vestică, respectiv, estică ale regiunii sînt constituite din materiale psefito-psamitice.

Subunitatea mediană prezintă particularitatea în sensul că intervalele stratigrafice aparţinînd levantinului şi cuaternarului nu pot fi diferenţiate pe criterii litologice sau în raport cu conţinutul lor paleontologic. Din corelaţiile întreprinse cu zona limitrofă a Subcarpaţilor a reieşit că levantinul din această subunitate îmbracă faciesul argilelor cu *Helix*.

Din punct de vedere structural regiunea de cîmpie cercetată se situează pe o arie sinclinală, a cărei axă este învecinată şi paralelă Subcarpaţilor. Colmatarea acestei arii sinclinale cu depozite groase, pliocen superioare şi cuaternare, pune în evidenţă manifestarea unui intens proces de subsidenţă.

Datorită litologiei fine a depozitelor cercetate pînă la adîncimea de 1 500 m, şi mai ales absenţei din regiune a faciesului psefito-psamitic al villafranchianului (pietrişuri de Cîndeşti), apele subterane de adîncime nu pot constitui surse de alimentare.

În depozitele aluvionare din subunităţile vestică şi estică sînt acumulate ape freatice potabile care pot fi exploatate cu debite însemnate.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НИЗМЕННОМ РАЙОНЕ МЕЖДУ РУЧЬЕМ ТЕЛЯЖЕН И ДОЛИНОЙ СЭРАТА

РЕЗЮМЕ

В геологическом строении исследованного района участвуют дакийские левантинские и четвертичные образования тонкозернистого литологического состава. Исключение составляют голоценовые наносы рек Теляжена и Бузэу, развитые в пределах соответственно западной и восточной подъединиц района, сложенные псефито-псаммитовым материалом.

В геологическом разрезе центральной подъединицы, на основании литологических и палеонтологических данных, невозможно выделить стратиграфические интервалы, соответствующие левантину и чет-

вертичному. На основании сопоставления с прилегающей прикарпатской зоной, установлено что в пределах этой подъединицы левантин представлен глинистой фацией с Helix.

С точки зрения структуры исследованный район представляет собой синклинальную зону, ось которой проходит параллельно прикарпатской зоне. Заиливание этой синклинальной зоны, с образованием мощных отложений верхнеплиоценового и четвертичного возраста, указывает на интенсивность процесса опускания.

Тонкозернистый состав исследованных отложений, распространенных до 1500 м глубины и, главным образом, отсутствие псефитопсаммитовой фации виллафранкского яруса (галечники Кындешть) создали неблагоприятные условия для накопления глубинных подземных вод и образования источников водоснабжения.

В аллювиальных отложениях западной и восточной подъединиц накопились грунтовые питьевые воды, обеспечивающие водоснабжение большого дебита.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Карта гидроизогипс и гидроизобат водоносного горизонта грунтовых вод.

Рис. 2. — Карта гидрогеологического районирования грунтовых питьевых вод и вод, непригодных для питьевых целей.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA PLAINE ENTRE LA RIVIÈRE TELEAJEN ET LA VALEA SĂRATA

RÉSUMÉ

La formation géologique de la région étudiée est due à la participation des dépôts daciens, levantins et quaternaires, caractérisés par la finesse de leur lithologie. Seules les alluvions holocènes, déposées par les rivières Teleajen et Buzău, entre les limites des subdivisions occidentale et, respectivement, orientale de la région, sont constituées de matériel pséphito-psammitique.

La subdivision médiane présente la particularité que les intervalles stratigraphiques appartenant au Levantin et au Quaternaire ne peuvent être différenciés ni par des critères lithologiques, ni en fonction de leur contenu paléontologique. Des corrélations établies avec la zone limitrophe des subcarpates, il ressort que le Levantin de cette subdivision revêt le faciès des argiles à *Helix*.

Au point de vue structural, la région de plaine étudiée est située dans une aire synclinale, dont l'axe est voisin et parallèle aux subcarpates. Le colmatage de cette aire synclinale par des dépôts épais du Pliocène supérieur et du Quaternaire, reflète un processus intense de subsidence.

A cause de la lithologie fine des dépôts, étudiés jusqu'à la profondeur de 1 500 m, et surtout de l'absence, dans cette région, du faciès pséphito-psammitique du Villafranchien (Graviers de Cîndeşti), les eaux souterraines profondes ne sauraient constituer des sources d'alimentation en eau.

Par contre, dans les dépôts alluvionnaires des subdivisions occidentale et orientale, se sont accumulées des eaux phréatiques potables, capables de fournir des débits considérables.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte des hydro-isohypses et des hydro-isobathes de la couche aquifère phréatique.

Fig. 2. — Carte de la répartition par zones hydrogéologiques des eaux phréatiques potables et non potables.

BIBLIOGRAFIE

1. LITEANU E., *Raionarea apelor de adîncime din Cîmpia romînă orientală*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1956, **I**, *1—2*.
2. ЛИТЯАУ Е., *Карта четвертичных отложений внекарпатской части Румынской Народной Республики*, АН СССР, Бюл. Ком. Изучению Четв. Пер., 1959, *23*.
3. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., SLĂVOACĂ D. şi BANDRABUR T., *Raionarea apelor freatice potabile şi nepotabile din Cîmpia romînă orientală*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1956, **I**, *1—2*.
4. LITEANU E. şi BANDRABUR T., *Geologia zonei de contact morfologic între cîmpia şi colinele dintre rîul Teleajen şi valea Budureasa*, Stud. şi cercet. geol., 1959, **IV**, *2*.
5. PRICĂJAN A., *Cercetări hidrogeologice în ţinutul de cîmpie dintre Buzău şi Ialomiţa*, Stud. tehn. şi econ., Com. geol., seria E (Hidrogeologie), 1960, *5*.
6. WENZ W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete*, Senckenbergiana, 1942, **24**.

CERCETĂRI MINERALOGICE ŞI GEOCHIMICE ASUPRA MINERALIZAŢIEI DE LA SĂSAR (REG. BAIA-MARE)

DE

N. PETRULIAN
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R. P. R.

LIVIA STECLACI şi FLORICA OROVEANU

Comunicare prezentată în şedinţa din 17 mai 1960

Zăcămîntul aurifer de la Săsar face parte din ţinutul metalifer Baia-Mare, situat spre marginea de sud a regiunii vulcanice Gutîi şi este localizat pe valea Borcutului, în Dealul Poprad.

În structura geologică a regiunii se deosebesc roci sedimentare şi roci vulcanice. Primele formează fundamentul regiunii şi sînt reprezentate prin marne şistoase cu intercalaţii de cinerite, adesea metamorfozate termic şi mai rar prin gresii grosiere, atribuite împreună tortonianului apoi prin gresii şi nisipuri fine cu intercalaţii de roci silicioase aparţinînd sarmaţianului şi în sfîrşit prin nisipuri, gresii, marne şi argile de vîrstă ponţiană. Rocile vulcanice au o mare răspîndire şi apar ca tufuri, aglomerate, lave, brecii şi roci masive. În regiunea din jurul zăcămîntului de la Săsar apare andezitul cuarţifer de tip Piscuiatu, însoţit de aglomerate şi brecii, formînd un masiv important, ce se întinde din apropierea văii Băiţa, la vest, şi pînă la est de Baia-Mare; spre nord acest masiv vine în contact cu dacitul piroxenic de Ulmoasa şi cu andezite piroxenice, ultimele formînd stîlpi şi dykuri în masa andezitului cuarţifer, iar spre sud cu roci sedimentare ponţiene.

Rocile vulcanice menţionate, cu excepţia andezitelor piroxenice, reprezintă faza a doua de erupţie, de vîrstă sarmaţian superior, iar andezitele piroxenice aparţin fazei a treia de erupţie, de vîrstă ponţiană.

Mineralizaţia metaliferă formează un grup de filoane, orientate NNE-SSV şi cu înclinări mari, de 70—80° spre ESE.

Numărul filoanelor întîlnite prin lucrările de explorare este apreciabil; mai importante sînt însă numai filoanele X şi XXV. Cercetările efectuate de noi se referă tocmai la aceste două filoane.

Amplasamentul geologic al filoanelor este destul de clar, ele fiind localizate integral în masivul de andezite cuarțifere. Parte din filoane aflorează la suprafață, iar parte apar la oarecare adîncime.

Roca înconjurătoare filoanelor a suferit transformări provocate de soluții hidrotermale, cu grade de intensități diferite : sericitizare, piritizare, adularizare (D. G i u ș c ă), caolinizare și silicifiere.

Din relațiile filoanelor cu roca înconjurătoare reiese că ele s-au format aproape exclusiv prin umplerea unor crăpături de natură tectonică care s-au mai lărgit și ulterior, atît în timpul fazelor de mineralizare, cît și în intervalul dintre ele.

DESCRIEREA MINERALIZAȚIEI

Mineralele metalice și de gangă se asociază diferit între ele, formînd cîteva tipuri distincte de texturi, și anume :

a) Textură rubanată, reprezentată prin alternanțe de varietăți de silice (pl. I, fig. 2) — cuarț, calcedonie, opal — cu benzi cenușii închis pînă la negre (pl. I, fig. 3), datorite impregnațiilor fine de sulfuri și de sulfosăruri. Este textura cea mai frecventă. O variantă a texturii rubanate este cea colomorfă, care poate ajunge uneori pînă la concentrică.

b) Textură brecioasă, formată din bucăți de mărimi diferite de cuarț și uneori de sulfuri rubanate, din prima fază de mineralizare, cimentate cu un material dur de compoziție diferită : cuarț, carbonați, caolin, adesea impregnate cu limonit.

c) Textură în schelete, rezultat al unor procese de dizolvare, probabil a carbonaților, și de depunere simultană a cuarțului. Minereul cu această textură este în mod special friabil și are o culoare brună-roșcată, datorită limonitului depus din apele de mină.

Între aceste tipuri clare de texturi se întîlnesc variate combinații, care dau umpluturii filoniene, pe alocuri, un aspect eterogen. Uneori se întîlnesc geode, în general de dimensiuni mici — de la cîțiva cm la cîțiva dm — ai căror pereți sînt tapisați cu cristale mărunte de cuarț, pe care se așază în continuare minerale de argint, limonit și caolin.

Structura minereului este fin grăunțoasă — în cazul sulfurilor și sulfosărurilor — trecînd spre macro-grăunțoasă — în cazul mineralelor de gangă — în special cuarțul.

COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ

Dată fiind structura fin grăunțoasă a minereului, identificarea tuturor mineralelor constitutive este posibilă numai cu ajutorul microscopului. Macroscopic se observă doar cîteva sulfuri, intim amestecate, iar prezența mineralelor de argint este arătată de culoarea lor roșcată, cu nuanțe diferite. Cercetarea mineralelor de argint cu lupa binoculară a arătat că ele se prezintă în cristale izolate, agregate de cristale, în general

de dimensiuni mici — fracțiuni de mm — răspîndite în geodele fine, pe fisurile din cuarț și, frecvent, ca cruste pe benzile de sulfuri.

Ganga este aproape exclusiv constituită din cuarț, calcedonie, opal, caolin și sporadic din siderită și rodocrozit, cu impurități de calciu și magneziu.

Au fost identificate următoarele minerale metalice : blendă, galenă, calcopirită, pirită, marcasită, stibină, jamesonit, aur, proustit, polibazit, pirargirit, argentit, stephanit, electrum și argint nativ ; ca minerale de gangă se găsesc : cuarț, calcedonie, opal, rodocrozit, siderit și caolin.

Dăm mai jos o scurtă descriere a acestor minerale, stăruind, în cazul unora dintre ele, asupra caracteristicilor care ne-au permis identificarea lor :

Blenda (ZnS) este una dintre cele mai frecvente sulfuri, întîlnindu-se de la grăunți foarte fini — picături, vermiculații — de ordinul de mărime a cîtorva zeci de microni, pînă la benzi și plaje milimetrice (pl. II, fig. 4 și 5 ; pl. IV, fig. 8 ; pl. V, fig. 10). Adeseori se observă, în aceeași secțiune, treceri gradate de la grăunți fini la plaje (pl. II, fig. 4). Fiind printre primele minerale depuse, ea formează asociații strînse cu toate mineralele metalice prezente, inclusiv aurul. După modul de prezentare, sîntem înclinați să admitem că s-a depus din soluții coloidale, simultan cu o parte din cuarț.

Galena (PbS) pare puțin răspîndită, după observațiile macroscopice ; în realitate însă este destul de frecventă, mai ales în benzile de culoare închisă din cuarț. Depunîndu-se mai tîrziu decît celelalte sulfuri, ea pătrunde destul de puternic printre grăunții de cuarț, pe care-i mulează, înglobînd totodată grăunți fini de blendă, calcopirită și pirită, cu care formează concreșteri intime (pl. II, fig. 5). Credem că aceste concreșteri nu sînt rezultatul exclusiv al unor înlocuiri, ci mai mult rezultatul insinuării galenei între minerale inițial fin granulate. Modul de prezentare al galenei nu pare a indica depuneri din soluții coloidale.

Galena este, dintre toate sulfurile metalice, mineralul gazdă preferat al mineralelor de argint, de care a fost adesea înlocuită (pl. III, fig. 6 și 7).

Calcopirita ($CuFeS_2$) are o răspîndire aproape comparabilă cu a galenei, cu care apare adesea asociată. Se prezintă în grăunți sau plaje de dimensiuni de 0,01—2 mm, răspîndite în benzile de sulfuri. Ea urmează, în ordinea de depunere, imediat după blendă — cu care formează soluții solide și pe care o înlocuiește — și net înaintea galenei.

Pirita (FeS_2) este mult mai puțin frecventă decît celelalte sulfuri și se prezintă în grăunți izolați în cuarț sau corodați și înlocuiți parțial de mineralele depuse ulterior, care i-au redus gradul de idiomorfism (pl. III, fig. 7 ; pl. IV, fig. 9).

Marcasita (FeS_2) formează cruste, tapisează geode, asociindu-se de obicei cu minerale de gangă mai noi.

Stibina (Sb_2S_3) se prezintă în grăunți aciculari fini, depuși mai mult sub formă de cruste. Ea nu se asociază decît cu minerale de gangă.

Aurul (Au) nu a apărut niciodată în grăunți macroscopici, în materialul cercetat de noi. El are totdeauna dimensiuni microscopice — de

la ordinul micronilor la sutimi şi, mai rar, zecimi de milimetru — îmbrăcînd forme diferite, de la grăunţi aproape rotunzi la forme alungite şi dantelate, de o mare varietate.

Este asociat cu toate mineralele metalice : pirită (pl. IV, fig. 9), blendă (pl. IV, fig. 8 şi 9 ; pl. V, fig. 11), galenă (pl. V, fig. 10), minerale de argint (pl. V, fig. 10) (cu excepţia marcasitei şi stibinei), iar dintre mineralele de gangă se asociază numai cu cuarţul (pl. VI, fig. 12).

În parageneză, aurul face parte din mineralele depuse în prima fază de mineralizare, depunerea lui începînd o dată cu cuarţul de primă generaţie, însoţind apoi strîns mineralizaţia de sulfuri (pirită, blendă, calcopirită) şi continuînd pînă la depunerea galenei. Relaţiile marginale ale aurului cu mineralele de argint arată clar că acestea s-au depus mult mai tîrziu (pl. V, fig. 11 ; pl. VI, fig. 12).

Mineralele de argint se găsesc în cantitate destul de mare, însă totdeauna în grăunţi mici (sub 1 mm — obişnuit sub 0,1 mm) şi concrescute intim cu alte minerale. Chiar cristalele, aparent unice, reprezintă asociaţii strînse de mai multe minerale de argint, ceea ce împiedică efectuarea unor analize chimice sau röntgenografice concludente. Proprietăţile optice, ca şi atacurile cu reactivi ale diverselor minerale de argint sînt extrem de asemănătoare între specii diferite şi se deosebesc, în cadrul aceleiaşi specii, prin variaţia continuă a compoziţiei chimice, datorită substituţiilor izomorfe. În aceste condiţii este uşor de întrevăzut greutăţile care se întîmpină în determinarea acestei categorii de minerale. Putem afirma că, în afară de cinci specii minerale identificate — proustit, polibazit, pirargirit, argentit, stephanit — cu destul de multă certitudine, mai există circa 3 minerale de argint a căror diagnoză nu a putut fi suficient de clarificată, deoarece se găsesc în cantităţi sporadice şi în grăunţi foarte fini. Date fiind criteriile insuficiente şi uneori chiar contradictorii ale literaturii de specialitate în diagnoza mineralelor de argint, vom arăta în cele ce urmează — acolo unde este cazul — caracteristicile optice şi microchimice ale mineralelor întîlnite, aşa cum au rezultat din observaţiile noastre.

Mineralele de argint din zăcămîntul de la Săsar s-au depus într-o fază de mineralizaţie distinctă, net diferenţiată în timp şi spaţiu de faza primă — cuarţ, sulfuri, aur. Ea este legată de o venire de carbonaţi, ce a pătruns şi a cristalizat pe fracturile din cuarţ. Aceste minerale vin de obicei singure (pl. VI, fig. 12), sau cu foarte puţină pirită şi marcasită. Puterea lor de înlocuire este în general scăzută, cu excepţia galenei pentru care manifestă o vădită preferinţă. Într-adevăr, cînd filonaşul de carbonaţi şi minerale de argint întîlneşte cîmpuri de cuarţ cu blendă şi aur, nici o înlocuire nu are loc (pl. VI, fig. 12), pe cînd vinişoarele de minerale de argint traversează şi înlocuiesc galena (pl. VI, fig. 13). Această înlocuire poate fi orientată (pl. III, fig. 6) sau neorientată (pl. III, fig. 6), ajungînd pînă la totala substituire a sulfurii de plumb. În această situaţie, considerăm că multe dintre asociaţiile intime ale mineralelor de argint cu celelalte sulfuri sînt aparente, realizate prin intermediul galenei strîns asociate cu acestea (pl. VII, fig. 14).

Față de aur, mineralele de argint nu prezintă o afinitate prea mare; uneori se observă asociații și chiar substituții (pl. V, fig. 11) ale aurului cu aceste minerale.

În afară de aceste observații generale, ce se referă la toate mineralele de argint, este util să arătăm, pe scurt, cîteva din caracterele specifice fiecărui mineral.

Proustitul (Ag_3AsS_3) este cel mai răspîndit mineral de argint, care se găsește rareori ca grăunți izolați, de obicei formînd concreșteri cu celelalte minerale argentifere și asociații cu sulfurile metalice (pl. VII, fig. 14). Este singurul mineral de argint care conține incluziuni extrem de fine (micronice și submicronice), orientate, de calcopirită, ce-și găsesc asemănare numai cu incluziunile de calcopirită din blendă (pl. VII, fig. 15). Plajele aparent mari (1—3 mm) de proustit reprezintă în realitate concreșteri cu caracter „structură grafică" cu polibazitul (pl. VII, fig. 15).

Este cel mai ușor de identificat dintre mineralele de argint, prin culoarea lui cenușie-albăstruie foarte deschis, reflexe interne puternice roșii-carmin, anizotropie clară și pleocroism slab.

Polibazitul — $(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$ — urmează, ca frecvență, proustitului, cu care se aseamănă și ca mod de prezentare. Spre deosebire de acesta însă, nu prezintă niciodată incluziuni de calcopirită, conținînd în schimb cupru în rețea.

Se recunoaște prin nuanța sa albă-cenușie-verzuie, mai evidentă în comparație cu galena, prin pleocroism slab în aer, puternic însă în imersie și cu o nuanță slab roz după una din direcții, reflexe interne sporadice, anizotropie puternică. Dintre reactivii indicați de literatură apreciem ca eficace și mai specific $FeCl_3$, care dă un precipitat galben-brun și $HgCl_2$, care acționează asupra polibazitului mai repede decît asupra celorlalte minerale, brunizîndu-l.

Pirargiritul (Ag_3SbS_3) are o răspîndire similară cu a polibazitului (pl. III, fig. 7) și, ca și acesta, a prezentat dificultăți la identificare. Culoarea sa cenușie-albăstruie, care numai în directă comparație cu proustitul este puțin mai verzuie, poate induce în eroare, în cazul grăunților izolați. Posedă reflexe interne frecvente față de polibazit, însă mult mai reduse decît ale proustitului. Dintre reactivii proprii pentru mineralele amintite mai sus citățm $FeCl_3$ -aproape negativ, $HgCl_2$ -atac slab și KCN -slab (deși unii autori afirmă că atacul cu KCN ar fi mai puternic decît în cazul proustitului).

Argentitul (Ag_2S) are o răspîndire mai mică decît pirargiritul. În majoritatea cazurilor se găsește sub formă de grăunți foarte mici, izolați în gangă. Doar în cîteva cazuri s-a observat o asociație extrem de strînsă, argentit-calcopirită și argentit-argint nativ-electrum (pl. VIII, fig. 16 și 17) înconjurat parțial sau total de stephanit. Argentitul se caracterizează printr-un relief scăzut, lustruire mediocră, cu numeroase zgîrieturi, culoare albă-cenușie mat; o caracteristică prețioasă este izotropia sau foarte slabă anizotropie.

Stephanitul (Ag_5SbS_3) este cu totul sporadic și a fost observat în asociație cu argentitul (pl. VIII, fig. 16). A fost identificat mai ales datorită nuanței sale slab roz, bunei lustruiri, pleocroismului și anizotropiei nete.

Tetraedritul, foarte probabil varietatea freibergit $(Cu, Ag)_3SbS_4$ a fost observat cu totul sporadic, asociat cu aur şi cu sulfuri şi sulfosăruri.

Concreşterea argint nativ-electrum a fost întîlnită într-un singur eşantion, ca grăunţi destul de bine dezvoltaţi (0,5 mm), cantonaţi în argentit (pl. VIII, fig. 16 şi 17). Se recunoaşte prin culoarea sa albă-crem cu putere de reflexie mare, lustruire defectuoasă, izotropie şi brunizare şi înnegrire în aer şi cu HNO_3. Faptul că colorarea în aer şi cu HNO_3 s-a făcut zonar (pl. VIII, fig. 17), ne face să admitem că ne aflăm în prezenţa unui electrum foarte bogat în argint, în special spre periferie, la contactul cu argentitul.

În completarea mineralelor de argint descrise mai sus, credem că se găsesc în plus încă trei minerale — în cantităţi foarte mici — care nu au putut fi deocamdată identificate.

DATE GRANULOMETRICE ASUPRA MINEREULUI

Atît din punct de vedere practic cît şi ştiinţific am considerat că este foarte interesantă, pentru acest tip de minereu, stabilirea exactă a frecvenţei mineralelor constituente, a modului de repartizare a aurului între mineralele gazdă şi a dimensiunilor grăunţilor minerali. Latura practică este legată de stabilirea unei tehnologii adecvate, iar cea ştiinţifică de contribuţia la precizarea naturii fizico-chimice a soluţiilor mineralizante şi a condiţiilor de depunere a mineralelor.

Problema granulometriei aurului se referă la stabilirea dimensiunilor grăunţilor pe clase granulometrice şi la repartiţia lor între mineralele ce constituie minereul exploatabil.

Au fost măsuraţi circa 4 200 grăunţi de aur, cu aproximaţie de 1μ, ţinîndu-se seamă în acelaşi timp de mineralul gazdă, pentru a aduce precizări şi asupra asociaţiilor aurului cu mineralele prezente în minereu şi asupra frecvenţei acestor asociaţii.

Tabelul nr. 1

Dimensiunile grăunţilor de aur

Clasa granulometrică mm	Număr de grăunţi	Procente numerice	Procente în greutate
I Sub 0,074	4 159	99,02	88,29
II 0,074—0,10	31	0,73	6,72
III 0,10—0,15	5	0,12	0,96
IV 0,15—0,25	5	0,12	4,01

În ceea ce priveşte dimensiunile grăunţilor de aur în minereul de la Săsar, ele figurează în tabelul nr. 1

Se observă că marea majoritate a grăunților de aur au dimensiuni extrem de mici, sub 0,074 mm; mai mult chiar, 38% din totalul grăunților din minereu au dimensiuni sub 0,01 mm, ajungînd la 3—4 μ.

Trecînd la repartiția grăunților de aur între diferitele minerale metalice și de gangă ce constituie minereul, se observă că aurul este asociat cu toate mineralele principale: pirită, calcopirită, blendă, galenă, minerale de argint și cuarț.

Repartizarea lor procentuală, pe minerale, este dată în tabelul nr. 2 și diagrama din figura 1.

Din tabelul și figura menționate se observă că repartizarea procentuală numerică și în greutate a grăunților de aur între diversele minerale este foarte diferită. Astfel, cei mai mulți grăunți de aur sînt localizați în cuarț, urmat de mineralele de argint, de blendă, calcopirită, pirită și galenă. Din cauza dimensiunilor foarte variate ale grăunților de aur în diversele minerale, procentele numerice nu reflectă repartiția reală cantitativă. Din această cauză s-a făcut calculul repartiției aurului

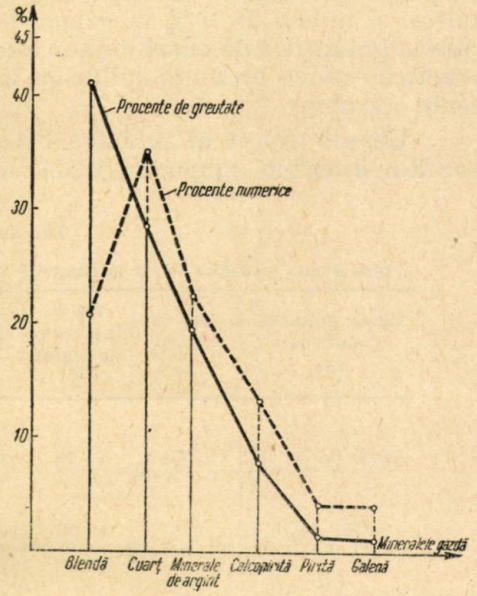


Fig. 1. — Diagramă reprezentînd repartizarea aurului între diversele minerale.

Tabelul nr. 2

Repartizarea aurului între diversele minerale

Mineralul	Numărul grăunților	Procente numerice	Procente de greutate
Blenda	874	20,8	41,99
Minerale de argint	940	22,2	19,65
Calcopirita	558	13,2	7,43
Pirita	178	4,2	1,22
Galena	170	4,04	0,92
Cuarțul	1480	35,2	28,76

în greutate, care a dat rezultate diferite de primele, însă care reflectă repartiția reală a metalului prețios.

Datele arată că blenda este mineralul gazdă preferat (conţine 41,99% din aur), fără însă a întruni în ea majoritatea aurului. Cuarţul cuprinde şi el o proporţie ridicată în aur (28,76%), ca şi mineralele de argint (19,65%); calcopirita şi mai ales pirita şi galena conţin aur în proporţie scăzută. Se poate însă afirma că majoritatea aurului (71,21%) este cantonată în sulfuri şi numai 28,76% în ganga de cuarţ. Dacă ţinem seamă că majoritatea grăunţilor de cuarţ cu aur este intim asociată cu sulfurile, concluzia practică este că prezenţa sulfurilor în minereul de la Săsar indică şi prezenţa aurului.

Un alt aspect al problemei îl constituie dimensiunile grăunţilor de aur din diferitele minerale gazdă, metalice şi de gangă (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Dimensiunea grăunţilor de aur în mineralele metalice şi de gangă (pe clase granulometrice)

Clasa granulometrică mm	Aur în cuarţ %	Aur în minerale de argint %	Aur în blendă %	Aur în calcopirită %	Aur în pirită %	Aur în galenă %
I Sub 0,074	87,73	77,48	68,22	96,32	100	100
II 0,074—0,10	9,76	11,82	15,09	3,68	—	—
III 0,10—0,15	2,49	—	3,27	—	—	—
IV 0,15—0,25	—	10,69	13,40	—	—	—

Din acest tabel rezultă următoarele :

a) Mineralele metalice şi de gangă au grăunţii de aur foarte mici, aparţinînd în majoritate clasei granulometrice sub 0,074 mm.

b) Grăunţii de aur cu dimensiuni mai mari (0,15—0,25 mm) se găsesc numai în blendă şi în mineralele de argint. Blenda este de altfel mineralul cel mai bogat în aur, însă cuarţul care îl urmează cantitativ nu are decît grăunţi foarte mici. Deci grăunţii de aur s-au dezvoltat relativ mai bine în mineralele metalice decît în cele de gangă.

Mineralele metalice cu conţinut mic în grăunţi de aur (galena, pirita şi chiar calcopirita) au totodată şi grăunţi extrem de fini (sub 0,074 mm) dovedind că nu au favorizat nici precipitarea aurului şi nici dezvoltarea grăunţilor.

Problema granulometriei sulfurilor este tot atît de importantă ca şi granulometria aurului, deoarece majoritatea grăunţilor de metal preţios sînt găzduiţi în sulfuri. Pe baza măsurătorilor efectuate pe un număr de circa 20 000 de grăunţi s-au întocmit tabelele de date pe care le dăm în cele ce urmează.

Un prim aspect al problemei este frecvența diferitelor sulfuri în probele de minereu studiate de noi. Cifrele din tabelul nr. 4 reprezintă proporțiile — în volum și în greutate — în care se găsesc diferitele sulfuri, dintr-un concentrat teoretic total lipsit de gangă. În paralel s-a arătat repartizarea aurului pe sulfuri.

Tabelul nr. 4

Frecvența diferitelor sulfuri metalice

Mineralul	Procente numerice	Procente de greutate	Conținutul procentual în grăunți de aur (în greutate)
Blenda	54,98	41,74	41,99
Galena	29,38	42,41	0,92
Minerale de argint	6,31	7,04	19,65
Pirita	6,56	6,54	1,22
Calcopirita	2,77	2,25	7,43

După cum se vede, blenda este mineralul cel mai răspîndit și în același timp cel mai bogat în aur. În ceea ce privește galena, deși urmează imediat după blendă, conține cea mai mică cantitate de aur. Bogate în aur sînt mineralele de argint și apoi calcopirita ; pirita, cu toate că are o frecvență mai mare decît calcopirita, este săracă în aur.

Granulometria sulfurilor este sintetizată în tabelul nr. 5.

Din acest tabel reiese că toate sulfurile se găsesc în grăunți foarte mici (peste 50% în clasele sub 0,15 mm). Grăunții de sulfuri sînt totuși mai bine dezvoltați decît cei de aur (marea majoritate sub 0,074 mm).

Dintre sulfuri, calcopirita și apoi galena se găsesc în grăunții cei mai fini, celelalte au dimensiuni oarecum asemănătoare.

Privind în ansamblu datele granulometrice obținute prin măsurători, precum și interpretările lor de mai sus, putem trage o serie de concluzii de ordin științific și mai ales practic.

Din punct de vedere științific se poate afirma că mineralele metalice au constituit precipitantul principal al aurului din soluțiile hidrotermale. Totodată ele au permis și o mai bună dezvoltare a grăunților de metal prețios. Totuși, o cantitate apreciabilă de aur a precipitat și în cuarț, însă în imediata apropiere a sulfurilor, dar nu a găsit condiții optime de dezvoltare după cum ne arată dimensiunile foarte reduse ale grăunților de aici.

Din punct de vedere practic, datele granulometrice obținute ne arată că trebuie să se urmărească în primul rînd obținerea unui concentrat colectiv de sulfuri, care va conține marea majoritate a aurului (dat fiind că și cuarțul aurifer este acela care se află intim asociat cu sulfurile și deci

Tabelul nr. 5

Granulometria sulfurilor metalice

Clasa granulometrică mm	Blendă	Galenă	Minerale de argint	Pirită	Calcopirită	Aur
I Sub 0,074	25,56	47,94	39,93	12,18	45,33	88,29
II 0,074—0,10	21,54	16,00	13,92	28,42	24,24	6,72
III 0,10—0,15	13,49	12,49	8,17	16,83	15,03	0,96
IV 0,15—0,25	23,50	12,90	19,11	28,63	9,94	4,01
V 0,25—0,50	11,39	10,64	18,85	13,92	5,43	—
VI 0,50—1	4,49	—	—	—	—	—

va flota o dată cu concentratul). Cît despre separarea sulfurilor între ele, problema este extrem de dificilă, date fiind dimensiunile foarte reduse ale grăunţilor. Pentru extragerea aurului din concentratul de sulfuri se impune o măcinare ulterioară mai înaintată, urmată de cianurare.

ELEMENTE MINORE

Rezolvarea problemei elementelor minore într-un zăcămînt este legată de posibilitatea de a separa mineralele constituente în stare cît mai pură. În cazul de faţă, mineralele prezintă un grad de concreştere atît de avansat — după cum rezultă şi din studiul granulometric — încît obţinerea de minerale pure este practic nerezolvabilă, la nivelul actual de dezvoltare a tehnicii. Din acest motiv s-a recurs la o altă metodă, bazată pe selecţionarea — în baza studiului calcografic — a cîtorva tipuri de asociaţii mai simple, din a căror analiză comparativă să se poată trage unele concluzii cît mai apropiate de realitate.

Cunoaşterea cantităţii şi a distribuţiei elementelor minore prezintă importanţă din punct de vedere metalurgic, pentru procesele de rafinare, ele putînd să influenţeze caracterul substanţei ce urmează a fi extrasă din minereu. Din punct de vedere teoretic, distribuţia elementelor minore poate uneori să contribuie la clarificarea genezei unui zăcămînt şi a migraţiei elementelor constitutive.

Astfel, au fost analizate spectrografic, semicantitativ, probe de minereu cu sulfuri şi cu aur, de minereu argentifer (cu sulfuri comune în cantitate redusă), de cuarţ negru impregnat cu minerale de argint, apoi cuarţ alb, calcedonie, cuarţ ametist şi carbonaţi nemineralizaţi.

Rezultatele analizei spectrografice semicantitative făcută pe aceste probe sînt următoarele :

Probele de minereu constituit din pirită, blendă, calcopirită, galenă, aur, cuarț, carbonați și, cu totul subordonat, minerale de argint conțin întotdeauna galiu (5—50 g/t) și uneori germaniu (5—50 g/t), în porțiunile bogate în minerale de argint și sulfuri.

Minereul argentifer conține ca element minor nichel (50—500 g/t).

În ceea ce privește mineralele de gangă, în cuarțul impregnat cu minerale de argint, ca și în cel alb, nemineralizat, s-a determinat galiu (5—50 g/t) ; în schimb, calcedonia și cuarțul ametist, de asemenea nemineralizate, conțin același element numai sub formă de urme.

În sfîrșit, o probă de carbonați fără mineralizație nu conține nici unul din elementele semnalate mai sus.

Elementele minore identificate în minereul studiat ridică probleme legate de modul lor de ocurență.

În ceea ce privește *germaniul*, atît rezultatele obținute de noi în alte zăcăminte de zinc și plumb din R.P.R., cît și datele din literatura străină de specialitate arată că acest element este de obicei asociat cu blenda, ca substituent izomorf al zincului, fiind mai abundent în blenda formată la temperaturi scăzute. El mai poate fi legat și de cuprul din calcopirită. În cazul zăcămîntului auro-argentifer de la Săsar, germaniul ar fi asociat cu blenda și posibil și cu calcopirita ; conținutul mic în acest element se explică prin cantitatea redusă de sulfuri.

Galiul a fost determinat atît în minereul constituit din sulfuri și minerale de argint cu gangă de cuarț și carbonați, cît și în varietățile de silice-cuarț, cuarț-ametist și calcedonie.

Cercetările efectuate pînă astăzi asupra prezenței acestui element în sulfuri și menționate în publicațiile de specialitate arată că el a fost găsit în majoritatea probelor de blendă. Ca și în cazul germaniului, galiul apare în cantități mai mari în blenda formată la temperaturi scăzute. Totodată el se găsește în alumino-silicați, mai ales în diferențiatele de la sfîrșitul consolidării magmatice, ca substituent al aluminiului.

În cazul mineralizației auro-argentifere de la Săsar se constată că galiul este prezent atît în minereul sulfuros, legat fiind de blendă, cît și în toate probele de diverse varietăți de silice — cuarț, cuarț-ametist, calcedonie — analizele arătînd un conținut destul de constant (5—50 g/t).

Prezența galiului în cuarț n-a fost încă semnalată în nici o publicație de specialitate. Razele ionice ale Si^{3+} (0,39 Å) și Ga^{3+} (0,62 Å) sînt mult prea diferite pentru a face posibile înlocuiri izomorfe. Dacă am presupune că în probele de silice — cuarț, cuarț-ametist, calcedonie — ar fi existat grăunți foarte mici de blendă, sau de alte sulfuri cu care s-ar asocia elementul menționat, conținutul în galiu ar fi trebuit să fie mai mare în probele de sulfuri care aveau și cuarț și prezența galiului ar fi fost justificată. Analizele calcografice și spectrografice efectuate pe probele de silice n-au dat nici o indicație că ele ar conține zinc sau alte metale. În acest caz, prezența galiului în probele de cuarț, cuarț-ametist și silice o explicăm în sensul că elementul rar se mai găsea probabil în soluțiile reziduale, de natură coloidală, din care se depuseseră toate sulfurile metalice, deci

lipsite de zinc, plumb etc. şi din care au mai precipitat numai varietăţile de silice menţionate, care au adsorbit şi galiul remanent.

Nichelul a fost găsit în probele de minereu argentifer. După cum se cunoaşte, acest metal apare frecvent ca element minor în pirită, calcopirită, pirotină, depuse din soluţii hidrotermale, împreună cu bismutul, cobaltul şi argintul (în cazul zăcămintelor mezotermale). În minereul de la Săsar el este prezent ca substituent al fierului din pirită şi calcopirită, intim asociate cu mineralele de argint.

În concluzie, minereul auro-argentifer de la Săsar conţine, alături de elemente majore — Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Fe, S, Sb — şi elemente minore ca germaniu, galiu şi nichel, în cantităţi reduse (5—50 g/t); germaniul este asociat mai ales cu blenda, iar galiul în mare parte cu silicea sterilă, de toate varietăţile — cuarţ, calcedonie, cuarţ-ametist — şi parte cu blenda.

Asociaţia celor două elemente rare cu blenda poate fi interpretată ca amestec izomorf, datorită valorilor apropiate ale razelor ionice: galiu (0,62 Å), germaniu (0,73 Å), zinc (0,74 Å); prezenţa galiului în diferitele varietăţi de silice se datoreşte adsorbţiei coloidale.

În ceea ce priveşte nichelul, el este legat probabil de pirită şi calcopirită.

CONSIDERAŢII GEOCHIMICE ŞI GENETICE

Cercetările de laborator asupra mineralizaţiei auroargentifere din zăcămîntul de la Săsar, ca şi consideraţiile de ordin petrografic, ne duc la ideea că acest zăcămînt s-a format din soluţii hidrotermale, în condiţii termodinamice specifice zonelor de mică adîncime. Originea acestor soluţii este în mare parte magmatică, ele provenind din acelaşi bazin magmatic din profunzime care a furnizat şi materialul pentru rocile vulcanice din regiune.

Natura acestor soluţii apoase este pregnant coloidală; un prim şi important argument îl constituie textura minereului specific colomorfă şi structura pregnant fin grăunţoasă. Silicea, prezentă în cantitate preponderentă în soluţiile hidrotermale, trece cu uşurinţă în stare coloidală, imprimînd acelaşi caracter şi celorlalte minerale dizolvate în aceste soluţii. Modul de prezentare, ca şi dimensiunile grăunţilor de pirită, blendă, calcopirită şi aur demonstrează acest fenomen. Cercetările de laborator ale numeroşilor specialişti au arătat, de altfel, că sulfurile nu numai că pot trece în soluţii coloidale, dar în această formă solubilitatea lor este mărită. În cazul aurului, s-a experimentat şi dovedit că soluţiile coloidale ale acestui element sînt stabile în prezenţa sulfurilor alcaline, chiar la temperaturi ridicate şi sînt protejate tocmai de silicea coloidală.

Astfel se explică dispersia destul de înaintată a aurului atît în masa de silice cît şi în mineralele metalice şi condiţiile deosebit de nefavorabile formării unor grăunţi mari.

De altfel însăşi prezenţa unei cantităţi atît de mari de silice într-un zăcămînt format în apropiere de suprafaţă ar fi foarte greu de conceput,

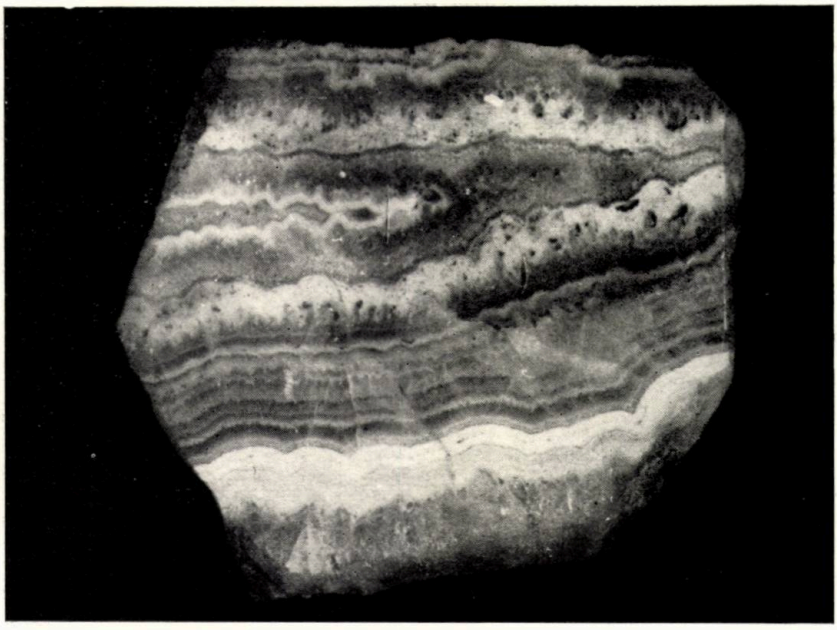


Fig. 2. — Eșantion lustruit. Textură rubanată, reprezentată prin varietăți de silice alternante (mărime naturală).

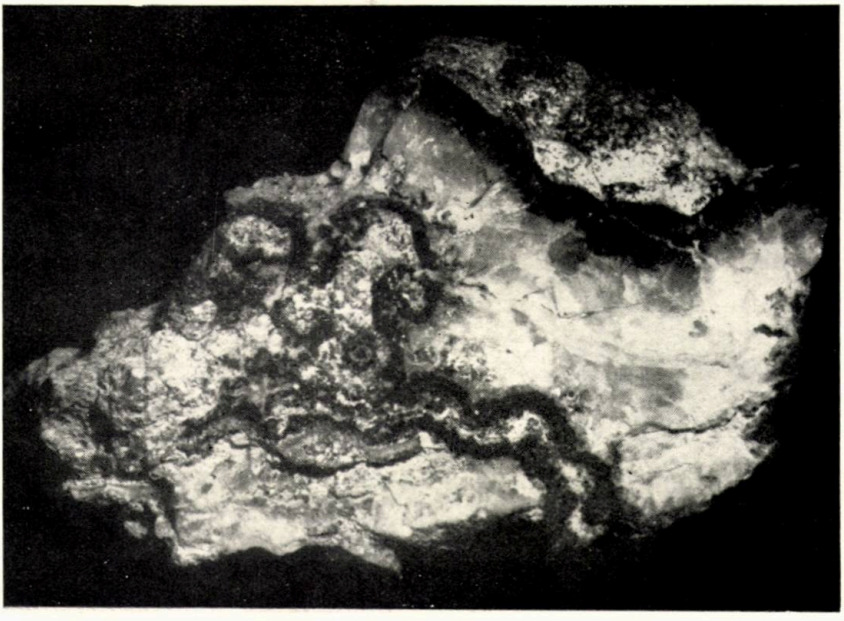


Fig. 3. — Textură rubanată concreționară. Benzile negre sînt bogate în sulfuri, aur și minerale de argint (1/2 din mărimea naturală).

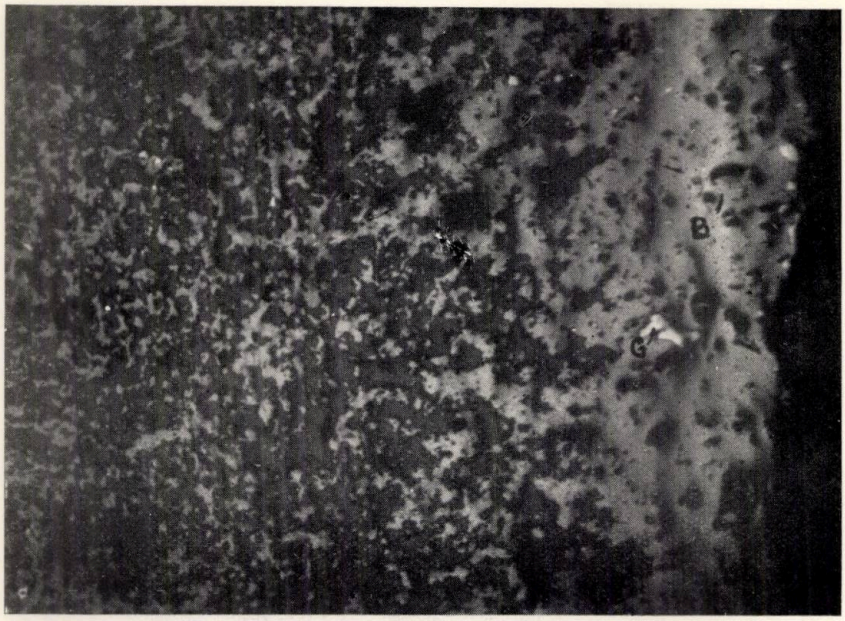


Fig. 4. — Treceri gradate de la grăunți fini de blendă (*B*), în partea stîngă, la plaje, în partea dreaptă, arătînd precipitarea treptată din soluții coloidale; *G*= galenă. Negru = ganga. (100 ×).

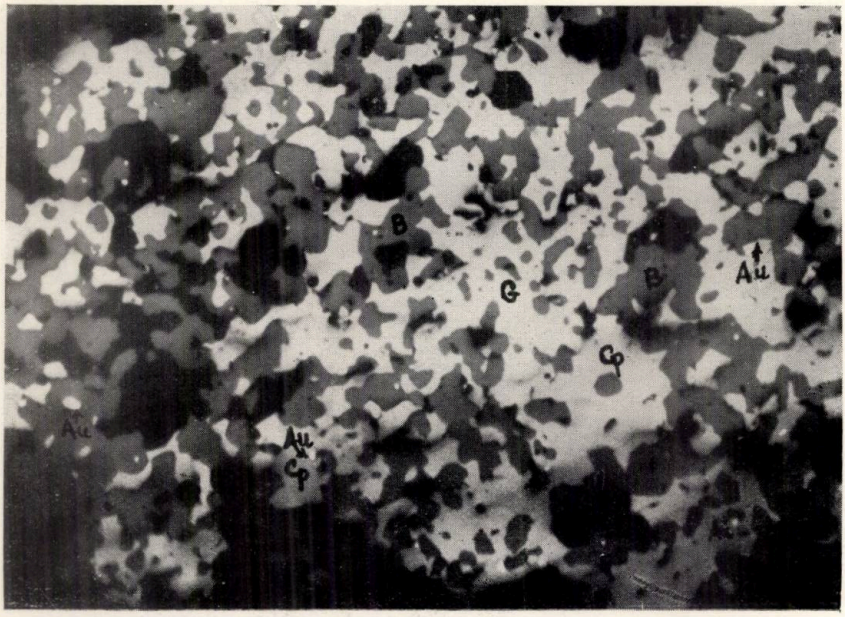


Fig. 5. — Concreștere intimă: galenă (*G*), blendă (*B*), calcopirită (*Cp*), cuarț (negru) și grăunți foarte fini de aur (*Au*). (100 ×).

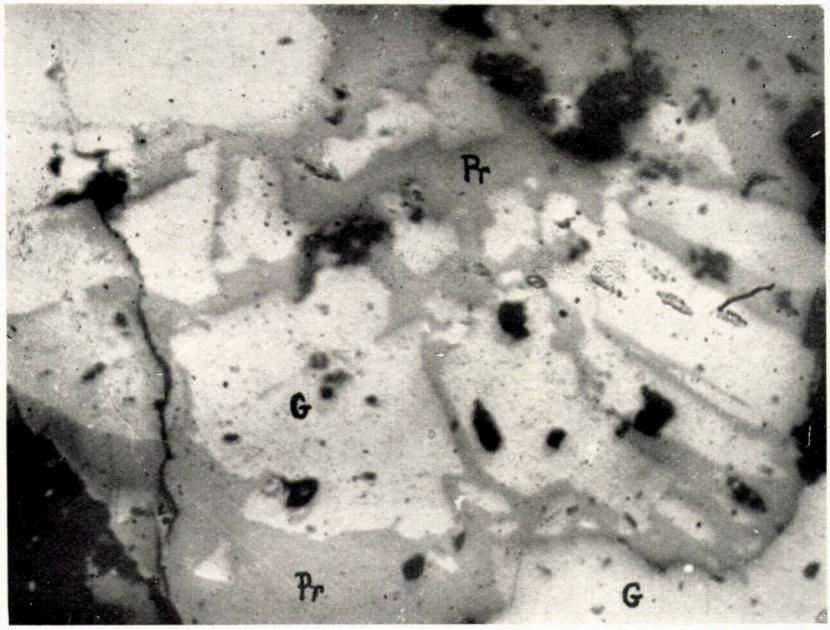


Fig. 6. — Galena (*G*) înlocuită orientat de proustit (*Pr*). (200 ×).

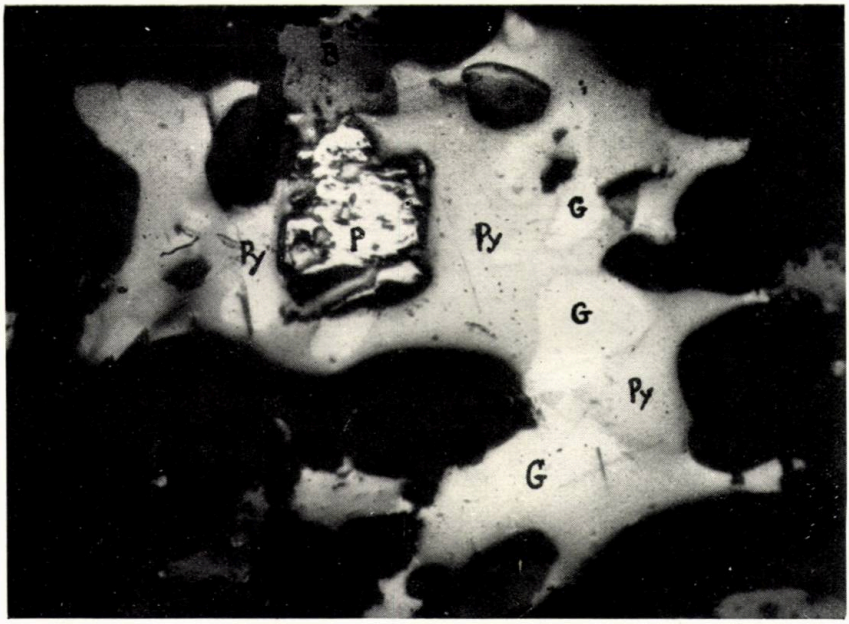


Fig. 7. — Galena (*G*) înlocuită parțial de pirargirit (*Py*). Se observă un grăunte de pirită (*P*) al cărui grad de idiomorfie a fost redus prin substituție de minerale mai noi. *B* = Blendă; negru = cuarț (150 ×).

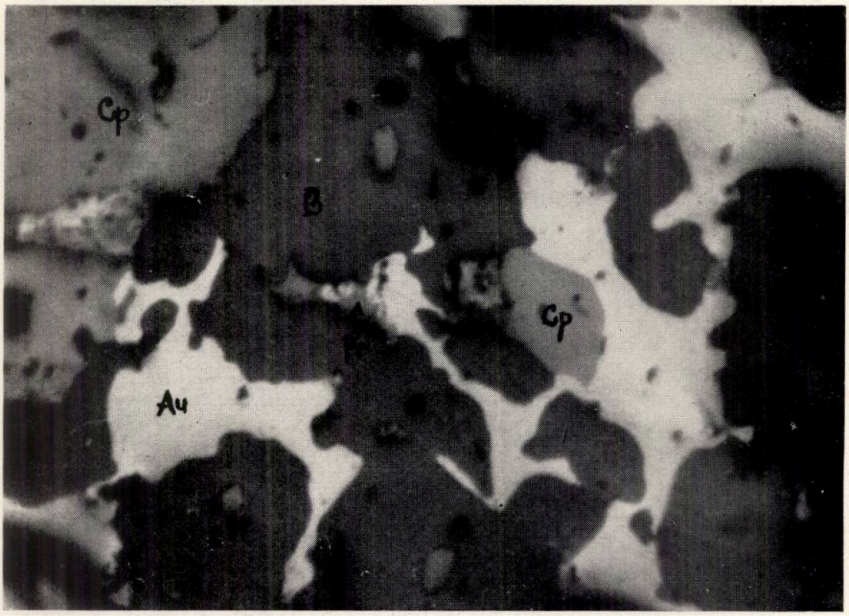


Fig. 8. — Grăunți de aur (*Au*) în blendă (*B*) și în calcopirită (*Cp*). Grăuntele central de aur este strîns asociat cu proustit (*Pr*). (250 ×).

Fig. 9. — Pirita (*P*), înlocuită puternic de aur (*Au*), asociat cu blendă (*B*) și calcopirită (*Cp*). (200 ×).

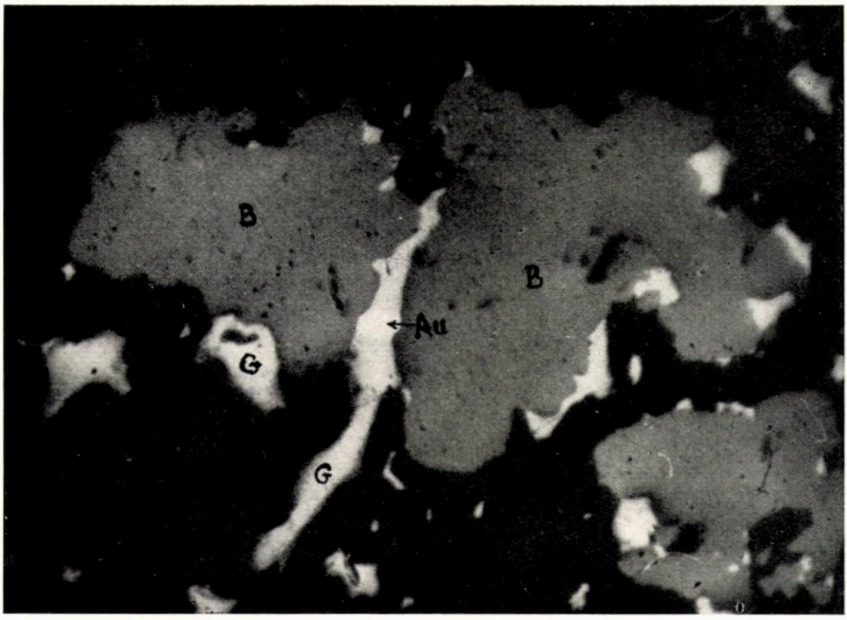


Fig. 10. — Blendă (*B*) și aur (*Au*), cu început de înlocuire prin galenă (*G*), de la margine spre interior, sau sub formă de filonașe. (250 ×).

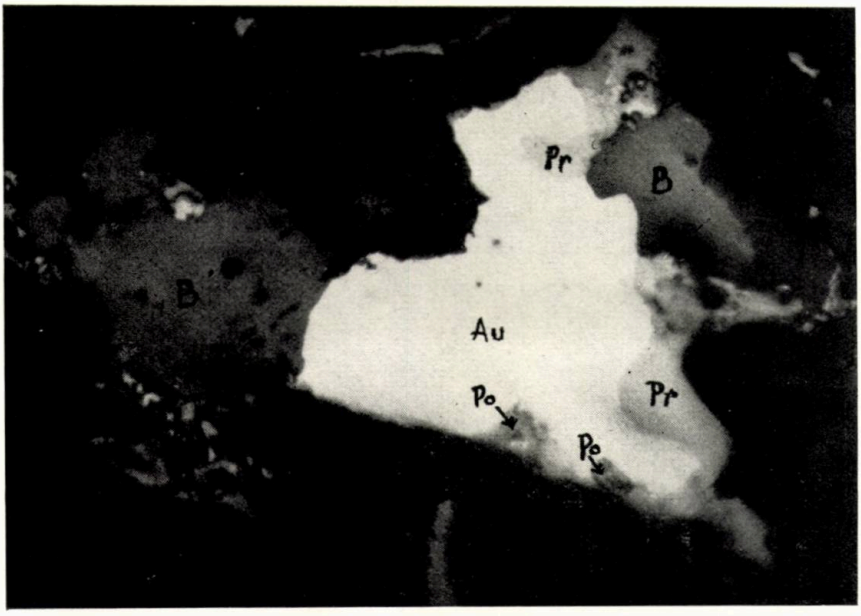


Fig. 11. — Grăunți de aur (*Au*) asociat cu blendă (*B*), înlocuit marginal prin proustit (*Pr*) și polibazit (*Po*) depuse cu ganga din a doua fază de mineralizare. Negru = cuarț din prima fază de mineralizare și carbonați din a doua fază de mineralizare (150 ×).

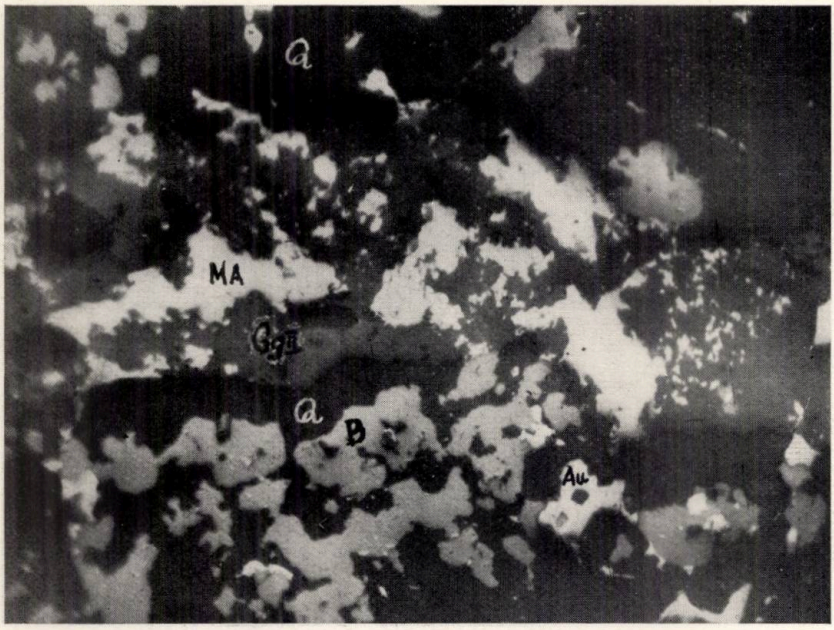


Fig. 12. — Cuarț (*Q*) cu blendă (*B*) și aur (*Au*) din prima fază de mineralizare străbătute de gangă (*Gg* II) și de minerale de argint (*MA*) din faza a doua de mineralizare. (100×).

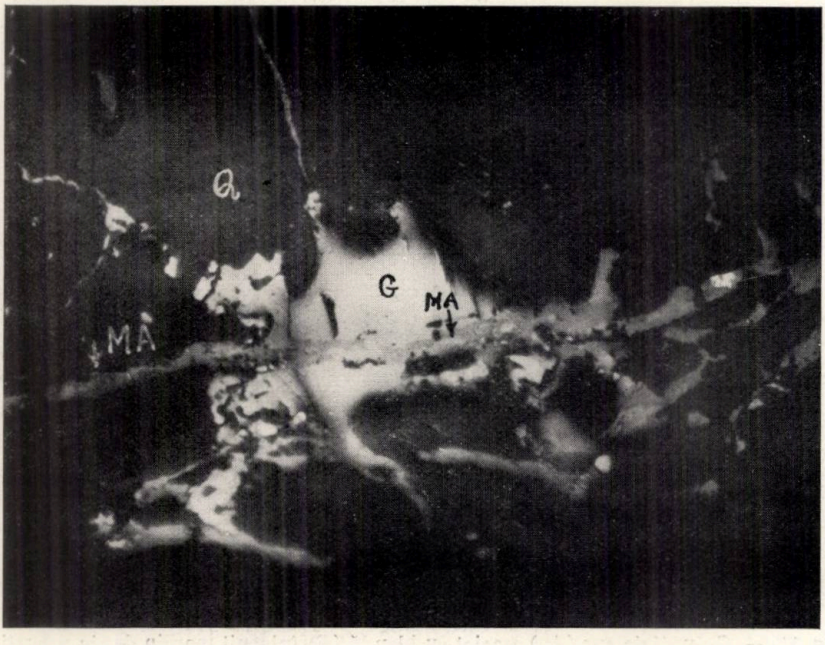


Fig.13. — Cuarț (*Q*) și galenă (*G*) din prima fază de mineralizare, străbătute și parțial înlocuite de un filonaș cu minerale de argint (*MA*). (170 ×).

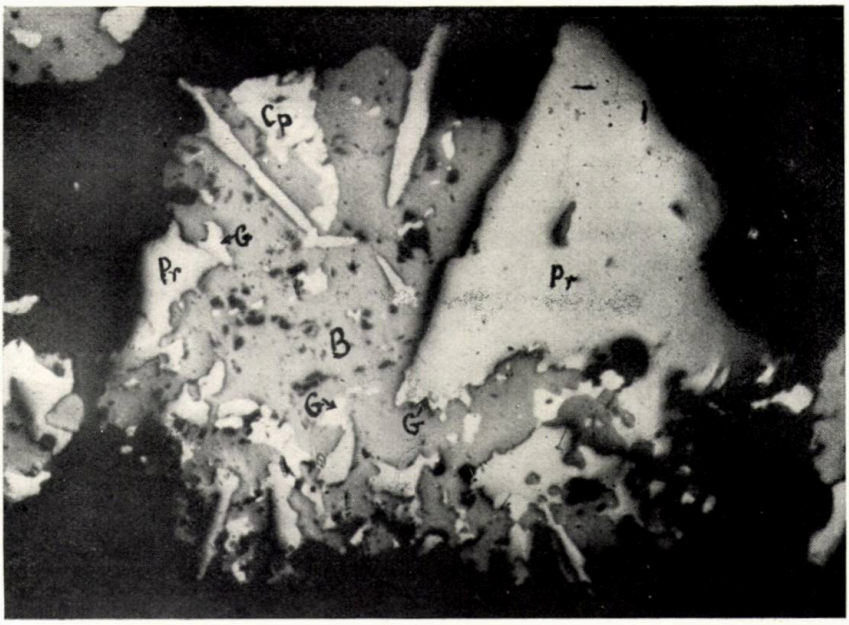


Fig. 14. — Blenda (*B*), înlocuită centripetal de calcopirită (*Cp*) și proustit (*Pr*); se observă resturi mici de galenă (*G*) în contact cu proustitul care a înlocuit-o. (150 ×).

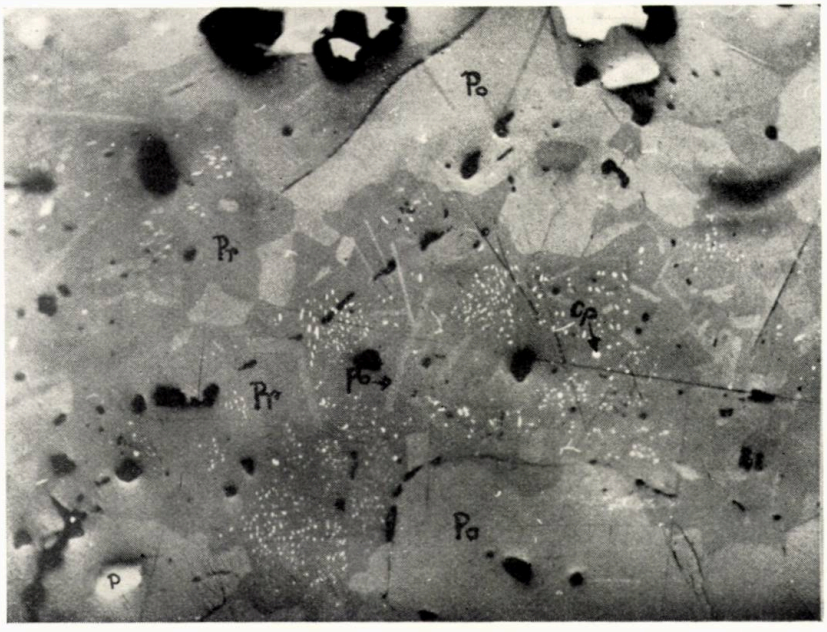


Fig. 15. — Concreștere grafică de proustit (*Pr*) și polibazit (*Po*); în proustit se observă numeroase incluziuni de calcopirită (alb), care lipsesc din polibazit. *P*, Pirită; *Cp*, calcopirită; negru =. cuarț (300 ×).

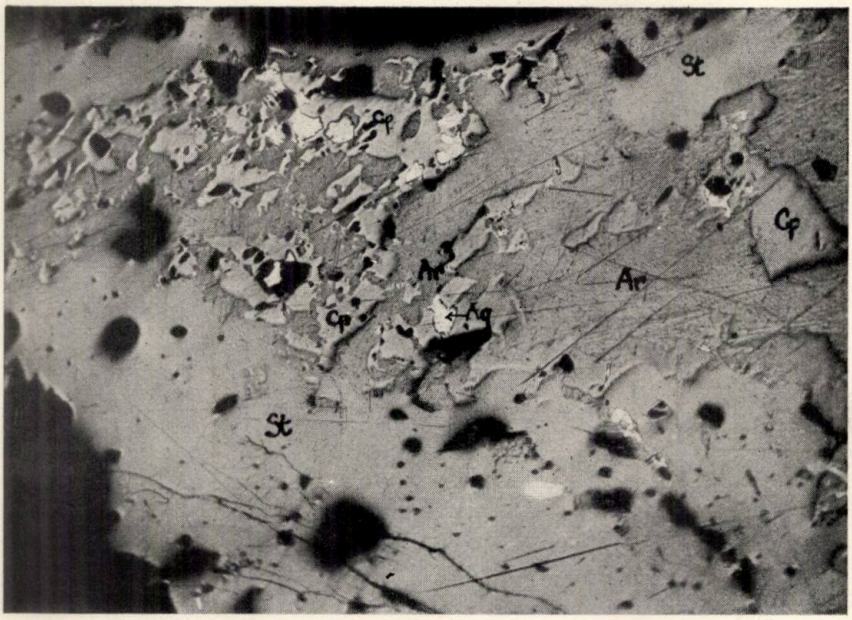


Fig. 16. — Argint nativ (*Ag*) sau electrum în argentit (*Ar*) și calcopirită (*Cp*), înconjurate de stephanit (*St*). (120 ×).

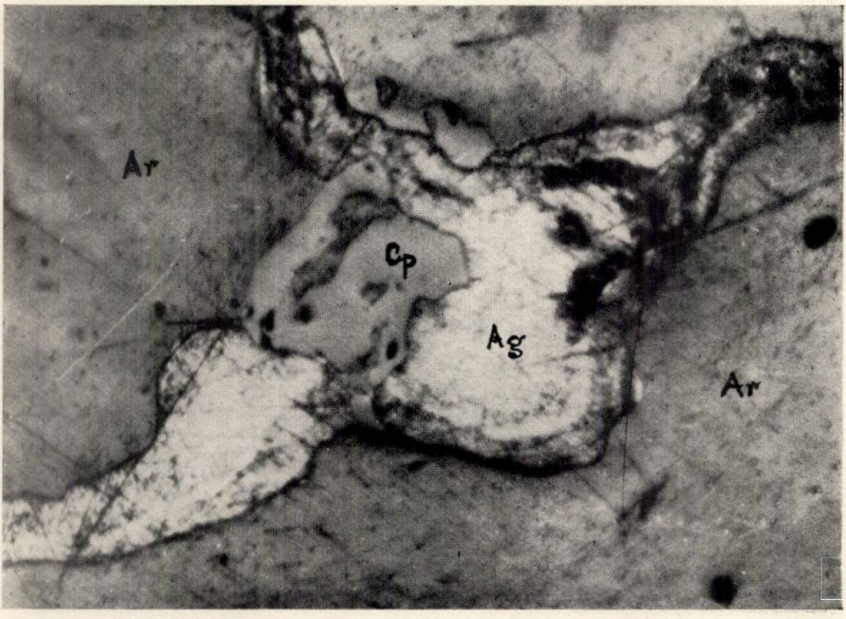


Fig. 17. — Argint nativ (*Ag*) sau electrum cu structură zonară datorită atacului în aer, localizat în argentit (*Ar*) cu calcopirită (*Cp*). Structura zonară se datorește conținutului variabil de argint, zonele periferice fiind mai bogate în acest metal. (3100 ×).

dacă se presupune că această substanță s-a depus din soluții ionice, disociate. Energia rețelei cristaline a silicei (U = circa 3 000 cal) ar face normală cristalizarea acesteia la temperaturi ridicate și deci la adîncimi mari. În cazul soluțiilor conținînd silice coloidală, o bună parte —D— din energia inițială U se cheltuiește pentru disocierea micelilor sau moleculelor în ioni, iar energia reală a rețelei ce se formează este U —D, valoare ce se încadrează condițiilor termodinamice din apropierea suprafeței și explică depunerea acesteia împreună cu minerale cu energie de rețea cristalină scăzută.

Depunerea din soluțiile hidrotermale coloidale s-a făcut printr-o precipitare treptată ; au existat anumite centre sau linii de depunere către care au migrat micelii, coagulîndu-se și cristalizînd în cantități din ce în ce mai mari (fig. 4 din pl. II ilustrează acest fenomen în cazul blendei).

Deci o primă etapă a procesului de mineralizare de la Săsar a constat în depunerea silicei, a piritei, a blendei, a calcopiritei și a aurului din soluții coloidale. Spre sfîrșitul acestei etape, cînd caracterul coloidal al soluțiilor nu mai era atît de accentuat, începe depunerea galenei, sulfură care manifestă o tendință pregnantă de înlocuire a mineralelor metalice mai vechi.

În ceea ce privește precipitarea aurului, studiul granulometric a dovedit că blenda a oferit cele mai bune condiții de precipitare pentru soluțiile aurifere, atît cantitativ cît și ca mărime a grăunților. În schimb galena și pirita conțin cea mai mică cantitate de metal prețios și în grăunții cei mai mici. Calcopirita conține o cantitate notabilă de aur. Rezultă deci că aurul manifestă o preferință vădită pentru anumite sulfuri, indiferent de răspîndirea lor cantitativă. În cazul de față, ordinea de preferință este : blendă urmată de calcopirită ; pirita și galena nu au oferit condiții favorabile de pecipitare pentru metalul prețios. Aceasta ne sugerează ideea că condițiile favorabile de depunere a aurului au apărut mai tîrziu, după depunerea piritei, în timpul precipitării blendei și a calcopiritei. Către sfîrșit, soluțiile mineralizante își pierd caracterul coloidal și se însărăcesc din nou în aur, fapt ce explică conținutul foarte redus al galenei în metal prețios.

După prima etapă a avut loc o brecifiere a vechii umpluturi filoniene, cu formare de noi căi de acces pentru soluțiile următoare, din care a precipitat o nouă parageneză, reprezentînd o a doua etapă de mineralizație. În această etapă are loc depunerea carbonaților, însoțiți de complexul de minerale de argint, la care se mai adaugă și foarte puțini ioni de fier și cupru. În ceea ce privește ordinea de depunere a acestor minerale, o parte din ele precipită simultan (cazul asociației proustit-polibazit, care manifestă net caracterul de desfacere de soluție solidă) și o altă parte în succesiune. Menționăm că ionii de fier au format puțină pirită și marcasită, care apar pe fisurile și pe marginile mineralelor vechi și noi, iar cei de cupru au intrat în rețeaua polibazitului sau au fost expulzați sub formă de incluziuni fine de calcopirită, reținute de proustit.

Soluțiile mineralizante din a doua etapă au avut putere de înlocuire destul de redusă asupra majorității mineralelor vechi, cu excepția galenei, pe care au substituit-o însă cu precădere.

Luînd în considerare ansamblul de procese analizate mai sus, care au dus la formarea mineralizației auro-argentifere cercetate de noi, putem afirma că zăcămîntul de la Săsar se încadrează în tipul hidrotermal-epitermal, legat genetic de activitatea vulcanică din regiune.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЭСАР (РАЙОН БАЯ-МАРЕ)

РЕЗЮМЕ

Месторождение Сэсар представлено жильными образованиями, включенными среди кварцевых и гидротермально измененных андезитов. Состав руды, с различной текстурой, следующий: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, марказит, антимонит, джемсонит, золото, прустит, полибазит, пираргирит, аргентит, стефанит, электрум и самородное серебро, затем, кварц, хальцедон, опал, родохрозит, сидерит и каолин. Рудные тонкозернистые минералы, тесно сросшенные. Золото присутствует в виде включений, сконцентрированных в основном в сфалерите (41,99%), кварце (28,76%), в минералах серебра (19,65%) и подчиненно — в халькопирите, пирите и галените, без какой-либо закономерности в смысле вмещающих минералов; отсюда следует, что золото заключается в основном (71,21%) в сульфидах, причем размеры чешуек золота чрезвычайно мелкие (88,29% до 0,074 мм).

Второстепенные элементы: *Ge*, *Ga* и *Ni* присутствуют в незначительном количестве (5—50 г/т); они образовались частично в результате изоморфного замещения (германит и галлит — в сфалерите, никель—в пирите и халькопирите), частично же в виде коллоидальных включений (галлит — в безрудном кварце).

Месторождение Сэсар относится к гидротермально-эпитермальному типу и связано с вулканической деятельностью третичного возраста. На коллоидальный характер гидротермальных растворов указывают: коломорфная текстура различных разновидностей кремнезема и энергия кристаллической решетки этого минерала, тонкозернистая структура главных сульфидов и золота, постепенное осаждение растворов в различных „центрах" или же по определенным „линиям".

Выделяется два этапа рудоотложения; в течение первого этапа отложились: различные разновидности кремнезема, пирит, сфалерит, халькопирит, золото из коллоидальных растворов и, наконец, галенит. Золото выделилось после пирита, его осаждение также продолжалось после выделения халькопирита. Второй этап рудоотложения развился после брекчирования первичного жильного выполнения. В течение этого этапа отложились карбонаты, минералы серебра и незначительное количество пирита и халькопирита.

С практической точки зрения, для оптимального освоения исследованных руд, автор рекомендует метод коллективного сульфидного

концентрата, который содержит большую часть золота, с последующим дроблением и цианированием.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Диаграмма содержания золота в различных минералах.

Таблица I

Рис. 2. — Аншлиф. Полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос различных разновидностей кремнезема (нат. вел.).

Рис. 3. — Полосчато-конкреционная текстура. Темные полосы обогащены сульфидами, золотом и минералами серебра (1/2 нат. вел.)

Таблица II

Рис. 4. — Постепенные переходы от мелкозернистого (В — слева) к массивному сфалериту (справа), указывающие на постепенное выпадение из коллоидальных растворов; *G* — галенит. Черное — пустая порода (100×).

Рис. 5. — Тесное срощение: галенита (*G*), сфалерита (*B*), халькопирита (*Cp*), кварца (черное) и тонких чешуек золота (*Au*) (100×).

Таблица III

Рис. 6. — Галенит (*G*), ориентированно замещенный пруститом (*Pr*) (200×).

Рис. 7. — Галенит (*G*), частично замещенный пираргиритом (*Py*). Наблюдается зерно пирита (*P*) слабоидиоморфное в результате замещения минералами новой генерации. *B* — сфалерит; черное — кварц (150×).

Таблица IV

Рис. 8. — Чешуйки золота (*Au*) в сфалерите (В) и халькопирите (*Cp*). Центральная чешуйка золота тесно ассоциирована с пруститом (*Pr*) (250×).

Рис. 9. — Пирит (*P*) сильнозамещенный золотом (*Au*) в ассоциации со сфалеритом (*B*) и халькопиритом (*Cp*) (200×).

Таблица V

Рис. 10. — Сфалерит (*B*) и золото (*Au*) в начальной стадии замещения галенитом (*G*), распространяющегося от периферии к центру, в виде прожилков (250×).

Рис. 11. — Зерна золота (*Au*), ассоциированные со сфалеритом (*B*), периферийно замещенные пруститом (*Pr*) и полибазитом (*Po*), отложившиеся в течение второй фазы рудоотложения совместно с жильным выполнением. Черное — кварц первой фазы рудоотложения и карбонаты второй фазы рудоотложения (150×).

Таблица VI

Рис. 12. — Кварц (*Q*), сфалерит (*B*) и золото (*Au*) первой фазы рудоотложения, рассеченные нерудными минералами (*GgII*) и минералами серебра (*MA*) второй фазы рудоотложения (100×).

Рис. 13. — Кварц (*Q*) и галенит (*G*) первой фазы рудоотложения, рассеченные и частично замещенные минералами серебра в виде прожилка (*MA*) (170×).

Таблица VII

Рис. 14. — Сфалерит (*B*), центростремительно замещенный халькопиритом (*Cp*) и пруститом (*Pr*); мелкие реликты галенита (*G*) наблюдаются на контакте с замещающим его пруститом (150×).

Рис. 15. — Графические сростки пруститa (*Pr*) с полибазитом (*Po*); прустит содержит многочисленные включения халькопирита (белое), отсутствующие в полибазите. *P* — пирит; *Cp* — калкопирит; черное — кварц (300×).

Таблица VIII

Рис. 16. — Самородное серебро (*Ag*) и электрум в аргентите (*Ar*) и халькопирите (*Cp*), окруженные стефанитом (*St*) (120×).

Рис. 17. — Самородное серебро (*Ag*) и электрум с зональной структурой, образовавшейся под разрушающим действием воздуха, включенные в аргентите (*Ar*) с халькопиритом (*Cp*). Зональная структура обусловлена различным содержанием серебра, обогащающим периферийные зоны (300×).

RECHERCHES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES SUR LA MINÉRALISATION DE SĂSAR (RÉGION DE BAIA-MARE)

RÉSUMÉ

Le gisement de Săsar se présente sous la forme de filons localisés d'andésites quartzifères, altérées par voie hydrothermale. Le minerai, qui présente des textures variées, est constitué par les éléments et minéraux suivants : blende, galène, chalcopyrite, pyrite, marcassite, stibine, jamesonite, or, proustite, polybasite, pyrargyrite, argentite, stéphanite, électrum et argent natif, quartz, calcédoine, opale, rhodocrosite, sidérite et kaolin. Les minéraux métalliques revêtent toujours la forme de grains très fins, en concrescences intimes. L'or est surtout inclus dans la blende (41,99%), dans le quartz (28,76%), dans les minéraux d'argent (19,65%) et, en second lieu, dans la chalcopyrite, la pyrite et la galène, sans suivre la fréquence des minéraux encaissants ; il s'ensuit donc que la plus grande partie de l'or est incluse dans les sulfures. Quant à la taille des grains, ils sont pour la plupart de dimensions extrêmement réduites (inférieures à 0,074 mm en proportion de 88,29%).

Les éléments mineurs, Ge, Ga et Ni, se trouvent en quantités infimes (5—50 g/t). Certains d'entre eux ne représentent que des substi-

tutions isomorphes (le germanium et le gallium dans la blende, le nickel dans la pyrite et la chalcopyrite), d'autres sont adsorbés à l'état coloïdal (le gallium dans la silice stérile).

Le gisement de Săsar fait partie du type hydrothermal-épithermal, lié à l'activité volcanique tertiaire de la région. La nature colloïdale des solutions hydrothermales est mise en évidence par : la texture collomorphe de toutes les variétés de silice et le calcul de l'énergie du réseau cristallin de ce minéral ; la structure granulaire fine des principaux sulfures et de l'or ; la précipitation graduelle des solutions par «centres » ou suivant certaines « lignes ».

On distingue deux étapes de minéralisation. La première étape est celle du dépôt des diverses variétés de silice, de la pyrite, de la blende, de la chalcopyrite et de l'or des solutions colloïdales ; cette étape s'achève par la précipitation de la galène. Le dépôt de l'or a commencé après la précipitation de la pyrite et a fini après la formation de la chalcopyrite. La seconde étape a commencé après la formation des brèches de filon et est représentée par des dépôts de carbonates et de minéraux d'argent, ainsi que de pyrite et de chalcopyrite, en quantité réduite.

Au point de vue pratique, les auteurs estiment que la meilleure mise en valeur du minerai serait donnée par un concentré complexe de sulfures, contenant la plus grande partie de l'or, ultérieurement broyé, aussi fin que possible, puis traité par cyanuration.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Diagramme représentant la répartition de l'or entre les différents minéraux.

Planche I

Fig. 2. — Echantillon poli. Texture rubanée, représentée par des variétés alternantes de silice. Grandeur nature.

Fig. 3. — Texture rubanée concrétionnaire. Les bandes noires sont riches en sulfures, en or et en minéraux d'argent. Réduction à 1/2.

Planche II

Fig. 4. — Passages graduels, des grains fins de blende (*B*), à gauche, aux plages, à droite, montrant la précipitation progressive à partir des solutions colloïdales ; *G*, galène. En noir — la gangue. 100 ×.

Fig. 5. — Concrescence intime : galène (*G*) — blende (*B*) — chalcopyrite (*Cp*) — quartz (en noir) — grains très fins d'or (*Au*). 100 ×.

Planche III

Fig. 6. — Galène (*G*) remplacée, de façon orientée, par la proustite (*Pr*). 200 ×.

Fig. 7. — Galène (*G*) partiellement remplacée par la pyrargyrite (*Py*). On remarque un grain de pyrite (*P*) dont le degré d'idiomorphie a été réduit par la substitution de minéraux plus récents. *B*, blende ; en noir — quartz. 150 ×.

Planche IV

Fig. 8. — Grains d'or (*Au*) dans la blende (*B*) et dans la chalcopyrite (*Cp*). Le grain d'or central est intimement associé à la proustite (*Pr*). 250 ×.

Fig. 9. — Pyrite (*P*) fortement remplacée par l'or (*Au*) associé à la blende (*B*) et à la chalcopyrite (*Cp*). 200 ×.

Planche V

Fig. 10. — Blende (*B*) et or (*Au*), avec un commencement de remplacement par la galène (*G*), à partir des bords vers l'intérieur ou bien sous la forme de petits filons. 250 ×.

Fig. 11. — Grains d'or (*Au*) associé à la blende (*B*), auxquels se substituent, sur les bords, la proustite (*Pr*) et la polybasite (*Po*), déposées en même temps que la gangue de la seconde phase de minéralisation. En noir — quartz de la première phase de minéralisation et carbonates de la deuxième phase. 150 ×.

Planche VI

Fig. 12. — Quartz (*Q*), associé à la blende (*B*) et à l'or (*Au*) de la première phase de minéralisation, traversés par la gangue (*Gg* II) et par des minéraux d'argent (*MA*) de la deuxième phase de minéralisation. 100×.

Fig. 13. — Quartz (*Q*) et galène (*G*) de la première phase de minéralisation, traversés et partiellement remplacés par un petit filon de minéraux d'argent (*MA*). 170 ×.

Planche VII

Fig. 14. — Blende (*B*), remplacée de façon centripète par la chalcopyrite (*Cp*) et la proustite (*Pr*). On voit de faibles restes de galène en contact avec la proustite qui l'a remplacée. 150 ×.

Fig. 15. — Concrescence graphique de proustite (*Pr*) et polybasite (*Po*); on remarque, dans la proustite, de nombreuses inclusions de chalcopyrite (en blanc), qui ne se trouvent pas dans la polybasite. *P*, pyrite; *Cp*, chalcopyrite; en noir — quartz. 300 ×.

Planche VIII

Fig. 16. — Argent natif (*Ag*) ou électrum dans l'argentite (*Ar*) et la chalcopyrite (*Cp*) entourées de stéphanite (*St*). 120 ×.

Fig. 17. — Argent natif (*Ag*) ou électrum à structure zonaire, due à l'attaque dans l'air, localisés dans l'argentite (*Ar*) à chalcopyrite (*Cp*). La structure zonaire est due à la teneur variable en argent, teneur plus riche dans les zones périphériques. 300 ×.

BIBLIOGRAFIE

1. Абрамов Ф. И. и Русанов А. К., *Спектроскопические исследования сфалеритов для германия, индия, кадния, и талиа*, Проблемы Совет. Геол., 1938, **VIII**.
2. Бетехтин А. К., *Курс минералогии*, Государственное издательство Геологической литературы, Москва, 1951.
3. Чухров Ф. В., *Колоиды в земной коре*, Москва, 1955.
4. Fleischer M., *Minor elements in some sulfide minerals*, Ec., Geol. Fiftieth Anniversary volume, 1955, partea a II-a.

5. Гордон К. А., Инволков К. и Менковский Н. А., *О формах содержания германия в угле*, Геохимия, Ак. Наук СССР, 1958, *4*.
6. Юшко А. И., *Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете*, Москва, 1948.
7. Lindgren W., *Mineral deposits*, New York, 1933.
8. Ramdohr P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin, 1955.
9. Rădulescu P. Dan, *Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru* (*Baia Mare*), An. Com. geol., 1958, **XXXI**.
10. Saukov A. A., *Geochimie*, Ed. tehnică, București, 1954.
11. Sekanina I., *Etude métallographique des minerais de Pribram* (*Tchécoslovaquie*), Bull. de la Soc. Franç. de Minéralogie, 1937, **LX**.
12. Татаринов М. П., *Узловая образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых*, Москва, 1955.
13. Вакхрущев К. В., *Разведка для редких элементов в Башкирии*, Записки Саратов. Унив., 1940, **15**, *1*.
14. Вольфсон Ф. И., *Проблемы изучения гидротермальных месторождений*, Изд. Акад. Наук СССР, Москва, 1953.

GEOCHIMIA ELEMENTELOR MAJORE ÎN ROCILE CARBONATATE DIN R.P.R.

DE

M. SAVUL

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.

și V. IANOVICI

Comunicare prezentată în ședința din 12 iulie 1960

În formațiunile sedimentare și metamorfice din R.P. Romînă se cunosc importante depozite de roci carbonatate, calcaroase și dolomitice. În lucrarea de față se prezintă un studiu de sinteză privind datele cunoscute pînă în prezent asupra chimismului celor mai principale masive de roci calcaroase și dolomitice de pe teritoriul R.P.R. În acest scop au fost luate în considerare roci carbonatate provenind din principalele formațiuni aparținînd unităților naturale : Carpații Orientali (I, IV, XIV, XVI, XVII)[1], Carpații Meridionali și Banat (II, VIII, IX, X, XI, XVIII), Munții Apuseni (III, VI, XII, XIII) și din Dobrogea (V, VII, XV) (fig. 1).

Printre principalele cercetări anterioare privind chimismul rocilor carbonatate din R.P.R. se pot cita pentru Carpații Orientali lucrările lui M. Savul și colaboratori (4), (5), (6), pentru Carpații Meridionali M. Savul și V. Ianovici (7), pentru Dobrogea de nord M. Savul și A. Movileanu (8), ca și o lucrare de sinteză asupra rocilor carbonatate din Carpații Orientali de M. Savul și V. Ianovici (9).

Datele folosite în prezenta lucrare, privind analizele chimice, asupra rocilor carbonatate, au fost luate din diferite lucrări publicate și din arhiva de documentare a Comitetului geologic.

---

[1] Numerile de ordine notate prin cifre romane, indică regiunile din tabelul nr. 1 și figuri, din cuprinsul acestor unități.

I. CLASIFICAREA ROCILOR CARBONATATE

Pentru caracterizarea chimică a rocilor carbonatate întrebuinţăm clasificarea chimică după S. G. V i ş n e a k o v (citat după (3)), exprimată

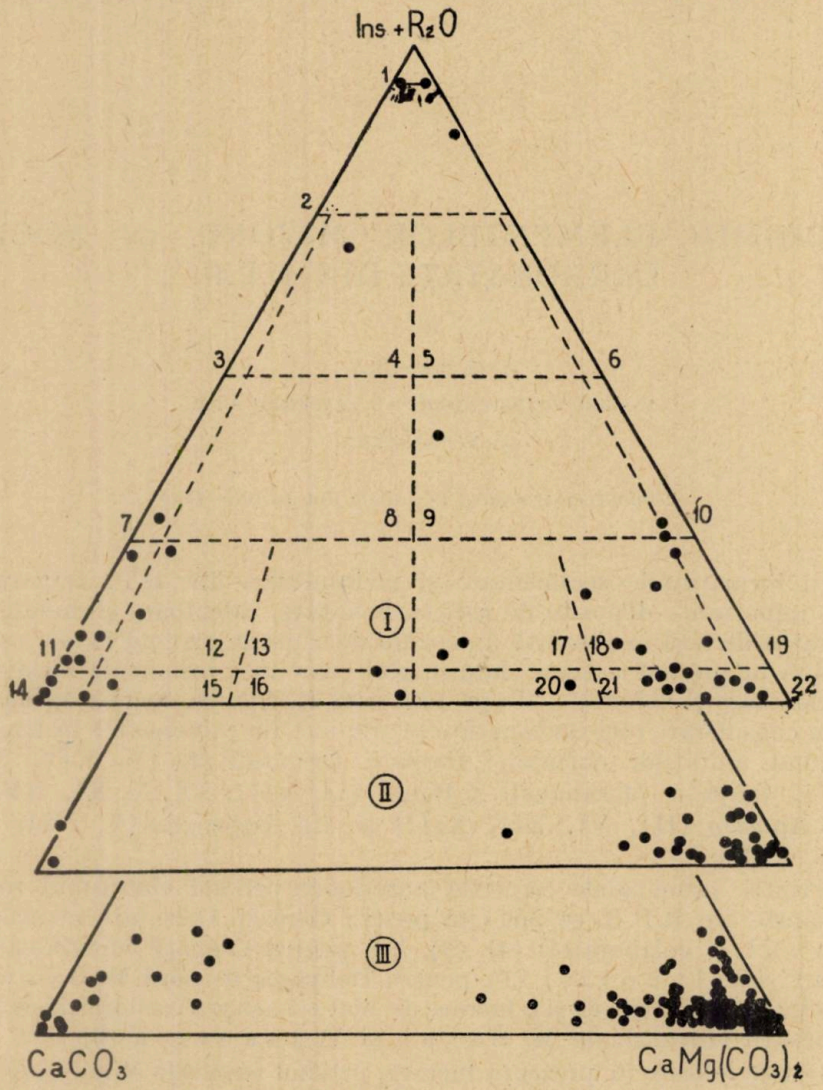


Fig. 2. — Triunghiul lui S. G. Vişneakov cu distribuţia rocilor carbonatate din şisturile cristaline.

grafic prin triunghiul de proiecţie $CaCO_3$ $CaMg(CO_3)_2$ ($Ins.+R_2O_3$) (fig. 2). Prezentarea rezultatelor acestui studiu se face în ordinea cronologică.

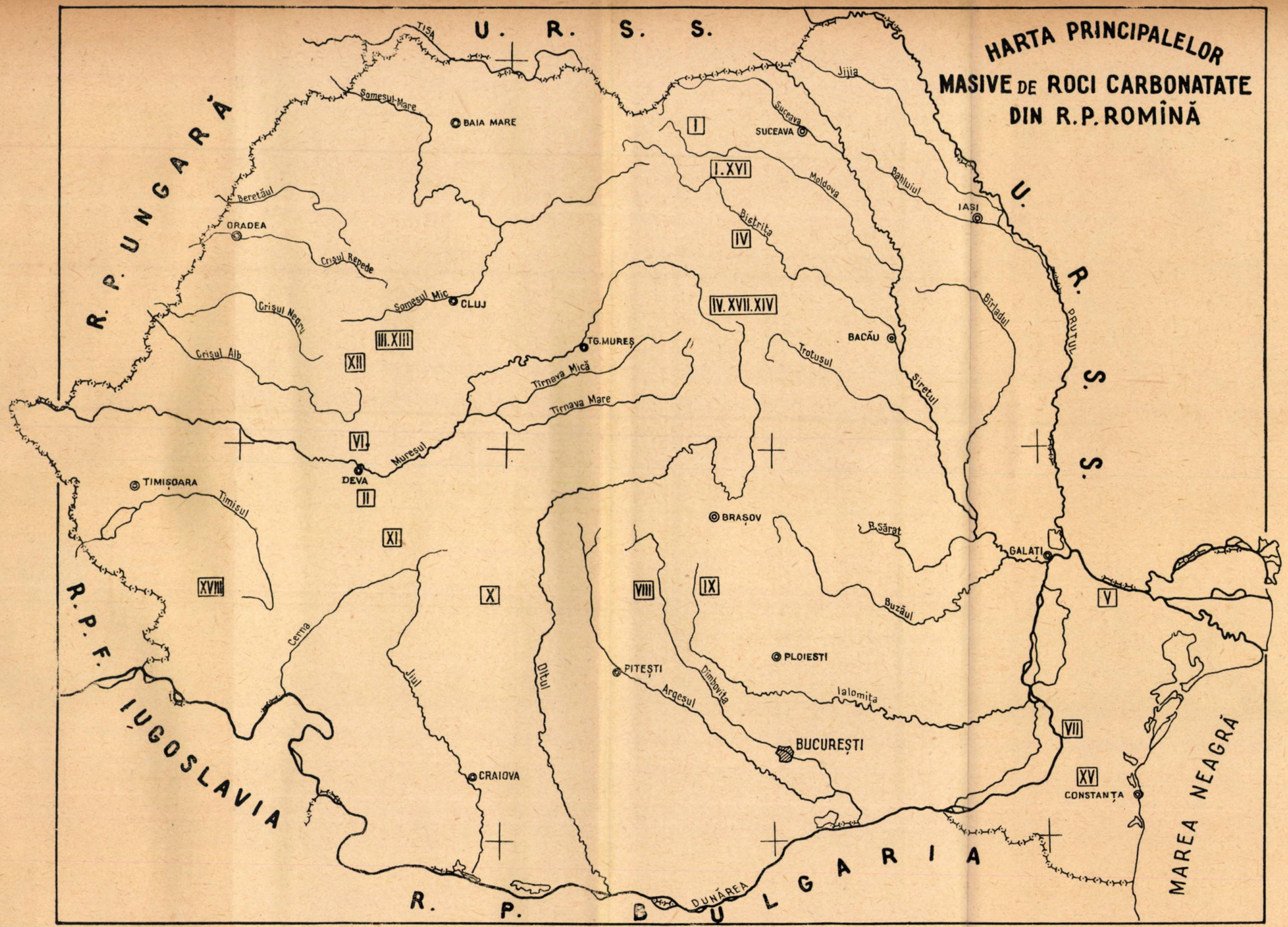
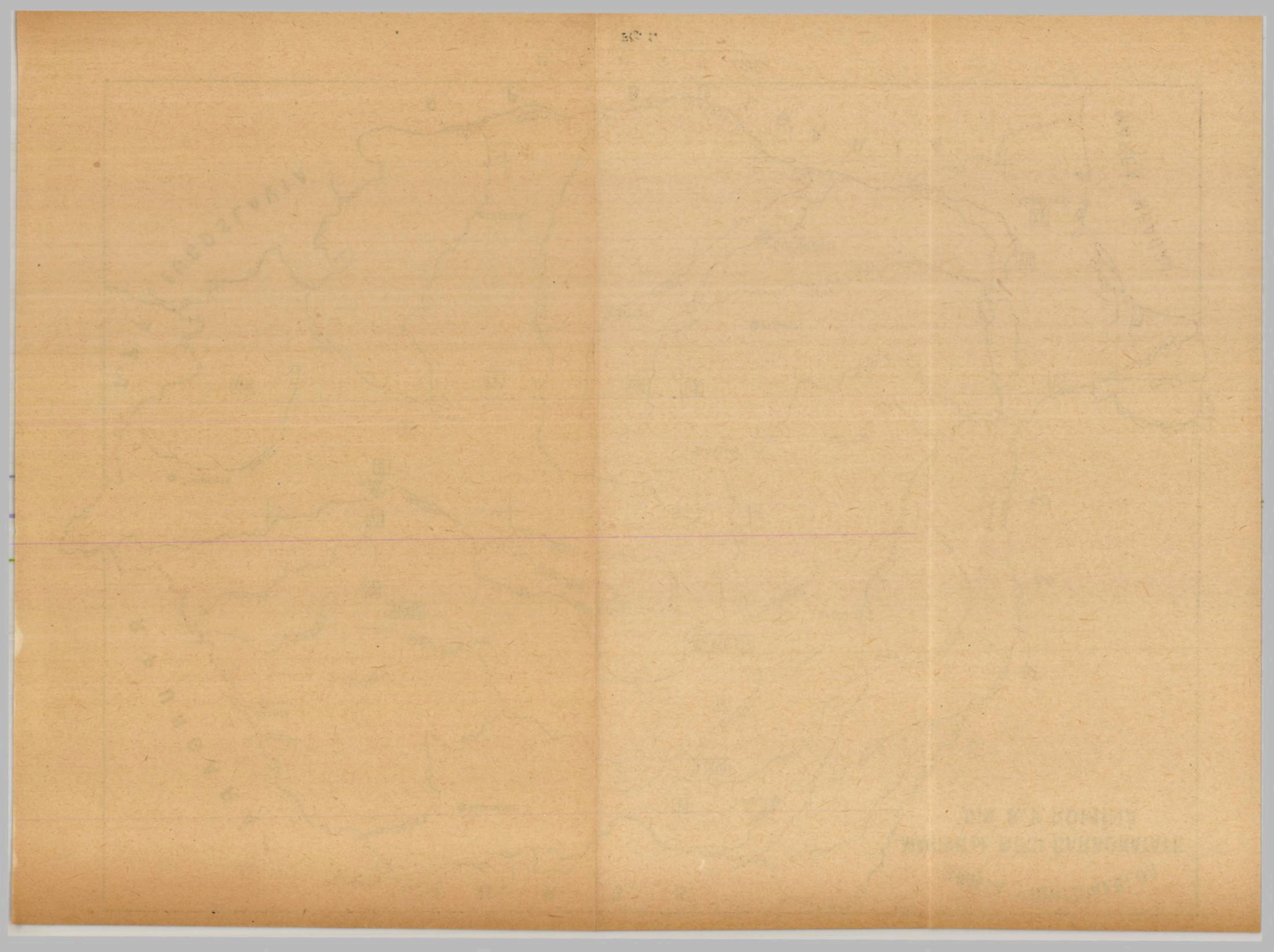

HARTA PRINCIPALELOR
MASIVE DE ROCI CARBONATATE
DIN R.P. ROMÎNĂ
U. R. S. S.
R. P. UNGARĂ
R.P.F. IUGOSLAVIA
R. P. BULGARIA
U. R. S. S.
MAREA NEAGRĂ
TISA
Somesul Mare
BAIA MARE
Beretăul
ORADEA
Crișul Repede
Somesul Mic
CLUJ
Crișul Negru
Crișul Alb
TG. MUREȘ
Tîrnava Mică
Tîrnava Mare
Mureșul
DEVA
TIMIȘOARA
Timișul
Cerna
Jiul
Oltul
BRAȘOV
PITEȘTI
Argeșul
Dîmbovița
PLOIEȘTI
Ialomița
BUCUREȘTI
CRAIOVA
Jijia
Suceava
SUCEAVA
Moldova
Bahluiul
IAȘI
Bistrița
BACĂU
Trotușul
Siretul
Bîrladul
PRUTUL
R. Sărat
Buzăul
GALAȚI
CONSTANȚA
DUNĂREA
I
I.XVI
IV
IV.XVII.XIV
III.XIII
XII
VI
II
XI
XVIII
X
VIII
IX
V
VII
XV
25 0 25 50 75 100 km

Fig. 1.



1. CALCARELE ŞI DOLOMITELE DIN ŞISTURI CRISTALINE

După cum se recunoaşte din diagrama S. G. Vişneakov (fig. 2), rocile din Carpaţii Orientali aparţinînd bazinelor rîurilor Bistriţa şi Moldova (I) sînt constituite în principal fie din calcare slab dolomitice reprezentate în celula [21] a diagramei, fie prin calcare pure [14] şi calcare argiloase [11]; acelea din regiunea Hunedoara din Carpaţii Meridonali (II) aproape exclusiv prin dolomite pure [22] şi dolomite slab calcaroase [21], iar rocile din regiunea Buru, din Munţii Apuseni, din dolomite pure [22] şi dolomite slab calcaroase [21], şi numai într-o mai mică măsură prin calcare pure [14] sau cu chimism apropiat.

Luînd în considerare distribuţia regională a rocilor carbonatate în cristalinul Carpaţilor Orientali, M. Savul şi A. Movileanu (6) au arătat că există o variaţie a chimismului după diferite zone. M. Savul şi V. Ianovici (9) au ajuns la concluzia, că rocile de la Hunedoara reprezintă, conform vederilor lui A. B. Ronov (2) depozite mai îndepărtate de litoral decît a fost în mod statistic normal pentru cele din Carpaţii Orientali. Cazul rocilor din Munţii Apuseni (III) este asemănător celor din Carpaţii Orientali.

2. CALCARELE ŞI DOLOMITELE TRIASICE

Rocile carbonatate din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali (IV) sînt constituite în mod principal fie din dolomite slab calcaroase [21], fie din calcare pure [14]. Distribuţia teritorială a acestor roci arată că există şi aici o zonalitate ce se caracterizează prin creşterea conţinutului statistic de magneziu — de la nord — unde conţinutul statistic de dolomit este de 29,73%, — la sud, în Munţii Hăghimaş, unde ajunge la 80,64%.

Spre deosebire de chimismul rocilor carbonatate triasice din Carpaţii Orientali, cele din Dobrogea de nord (V), după cum au arătat M. Savul şi A. Movileanu (8), se caracterizează prin slaba reprezentare a rocilor dolomitice şi o mare frecvenţă a rocilor calcaroase cu conţinuturi variabile de substanţă argiloasă, cu predominanţa calcarelor argiloase [11] şi a calcarelor pure [14] (fig. 3).

Cercetările amănunţite au arătat că în Dobrogea de nord rocile dolomitice apar numai în mod sporadic în stratele din partea inferioară a triasicului mediu. Frecvenţa scăzută a rocilor dolomitice se explică, conform vederilor lui A. B. Ronov (2), prin faptul că regiunea dobrogeană se găsea într-o parte marginală a mării triasice. Apariţia sporadică a rocilor dolomitice arată, după vederile lui N. M. Strahov (10), că a existat în triasicul mediu unele regiuni marginale, cu funduri puţin adînci şi neregulate şi chiar insule, care au frînat schimbul de ape cu părţile

mai îndepărtate de litoral, astfel că sub un climat arid s-au putut crea condiții de salinitate în care să se producă depunerea locală a dolomitelor. Cînd apele s-au adîncit în aceleași locuri, a încetat și formarea dolomitelor.

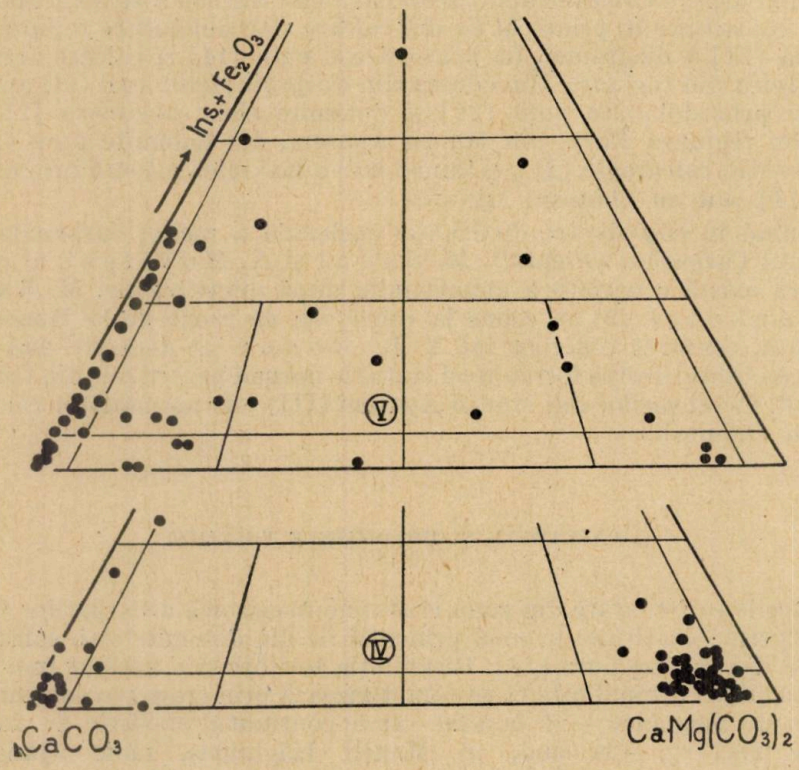


Fig. 3. — Distribuția rocilor carbonatate triasice.

3. CALCARELE JURASICE

În figura 4, atît la rocile aparținînd malmului (VI, VII) cît și celor aparținînd tithonicului (VIII—XIII), se recunoaște aproape o exclusivă dominare a calcarelor pure [14] și numai puține sînt cazurile în care apar și oarecare conținuturi de substanțe insolubile. Nu se cunosc decît cazuri excepționale cînd apar și roci dolomitice la Buru (XIII) și Ohaba — Ponor (XI).

Deși rocile jurasice, mai ales cele tithonice, au fost colectate din regiuni îndepărtate ale țării, totuși se constată unitatea chimismului lor general.

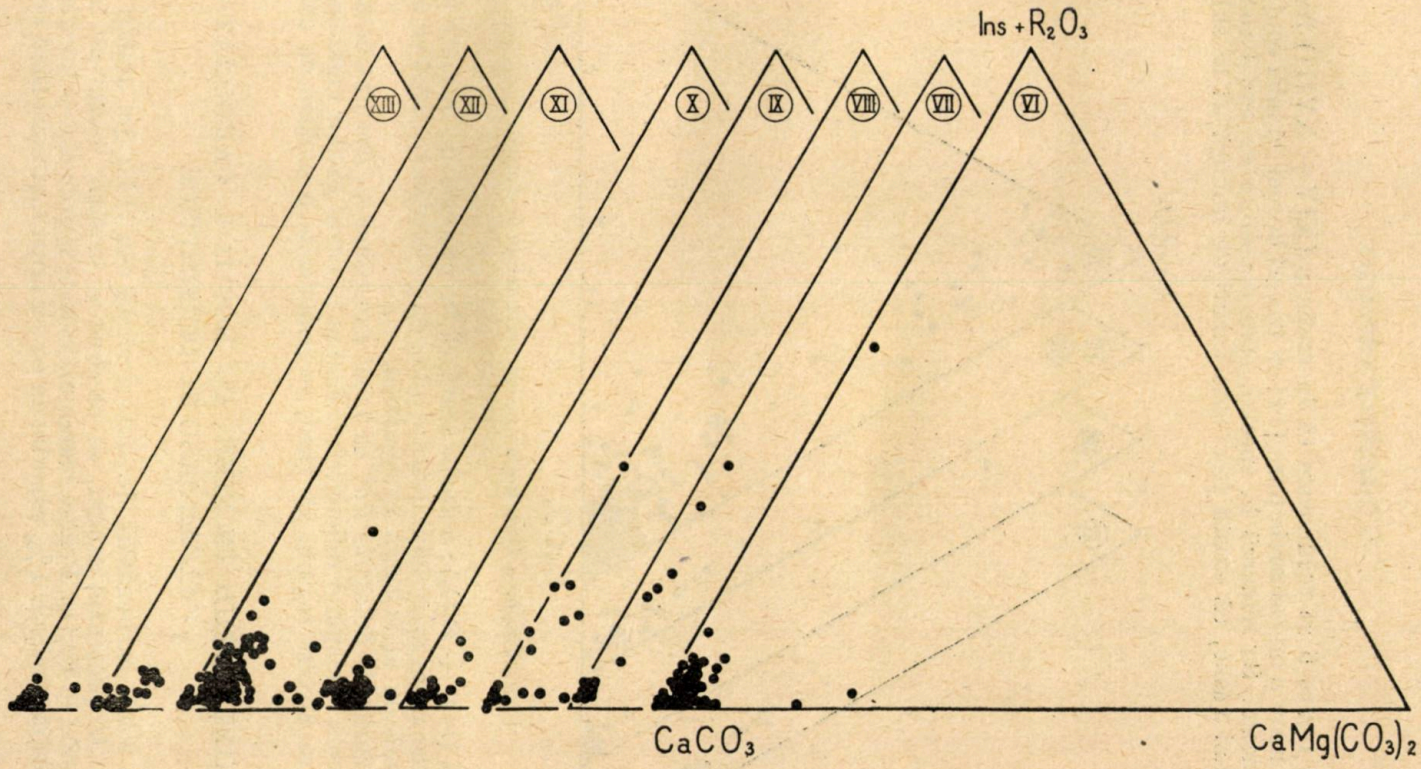


Fig. 4. — Distribuția rocilor carbonatate jurasice.

4. CALCARELE CRETACICE

În figura 5 se recunoaşte că în cretacic (XIV — XVIII) frecvenţa cea mai mare o au calcarele pure [14] cu treceri la roci cu mici conţinuturi de magneziu. Se remarcă în special, spre deosebire de cazul rocilor de vîrstă mai veche, că există frecvente cazuri de îmbogăţiri în substanţă

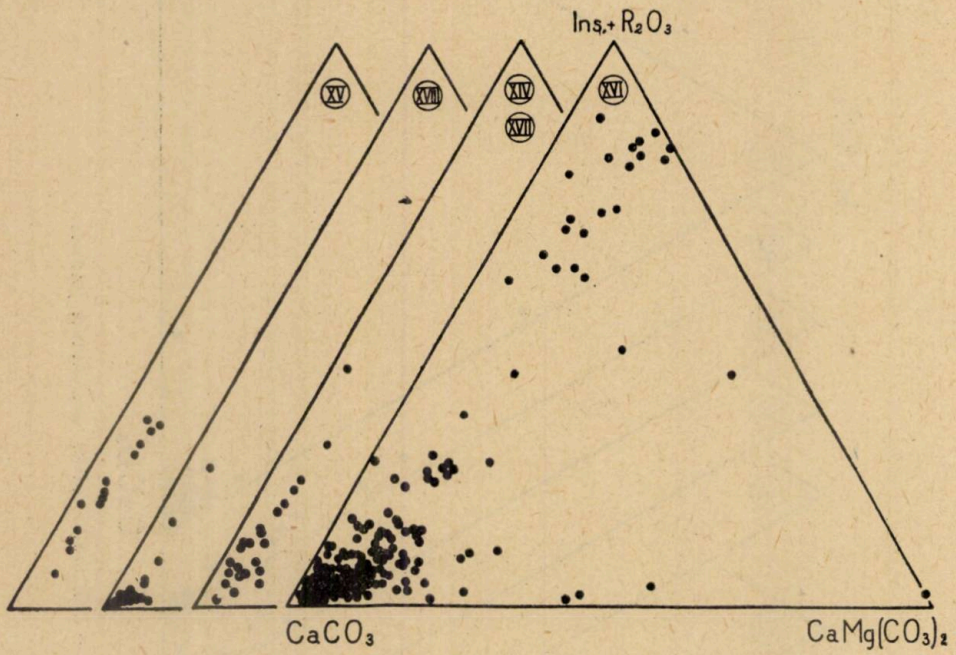


Fig. 5. — Distribuţia rocilor carbonatate cretacice.

argiloasă (Ins. + R_2O_3); aceasta arată că în procesul de formare a jucat un rol mai mare materialul detritic adus de pe continent, fapt ce se pune în legătură cu activitatea orogenetică.

Cazurile de dolomite sînt cu totul excepţionale, din 523 de analize, numai două corespund dolomitelor, deci şi în cazul rocilor cretacice, provenite din diverse regiuni ale ţării, se recunoaşte o unitate de chimism.

II. CONŢINUTUL ÎN FIER AL ROCILOR CARBONATATE CALCAROASE ŞI DOLOMITICE

La rocile carbonatate de aceeaşi vîrstă sau chiar din acelaşi masiv analizate în prezentul studiu, se observă o variaţie destul de mare a conţinutului în Fe_2O_3. Pentru marea majoritate a probelor se înregistrează totuşi conţinuturi sub 1%, cazurile cu conţinuturi mai mari fiind limitate.

În mod statistic se observă că distribuția acestor valori nu este oarecare, ci se încadrează după anumite reguli chiar între limitele 0 și 1% Fe_2O_3.

În figura 6 sînt reprezentate curbele de frecvență pentru conținuturile de Fe_2O_3 ale rocilor carbonatate de diverse vîrste geologice calculate la 100 cazuri (F). Din examinarea acesteia se remarcă următoarele :

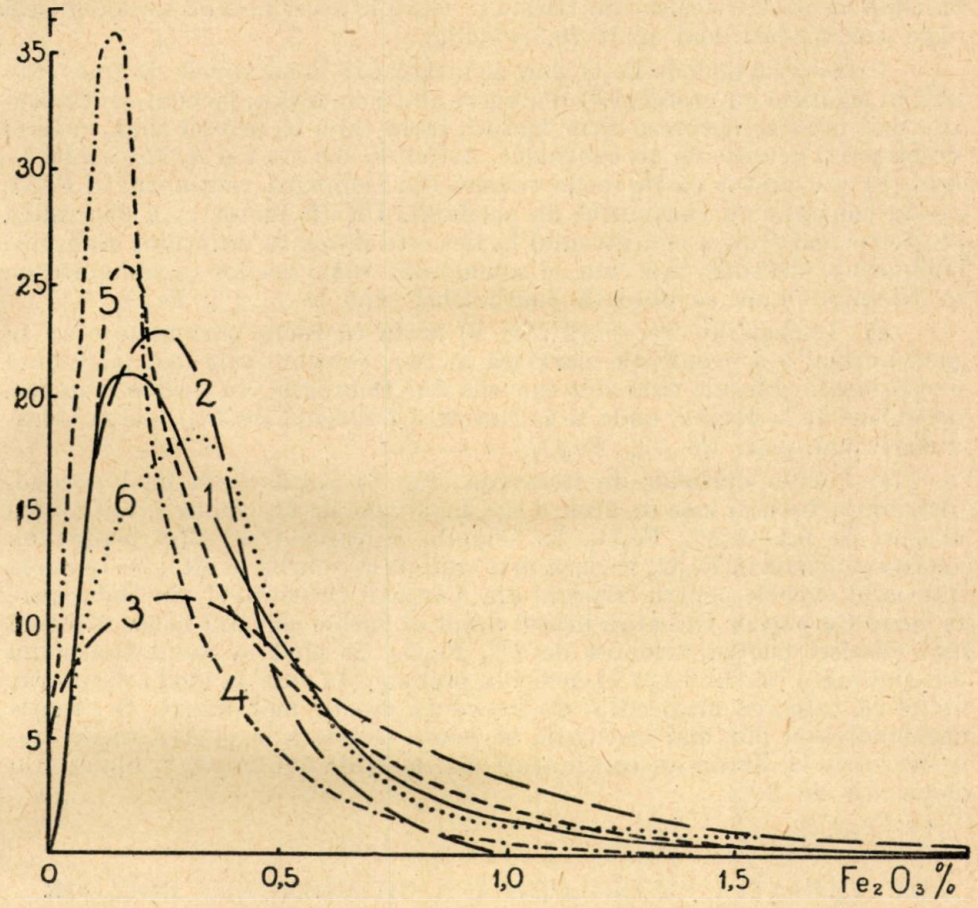


Fig. 6. — Curbele de frecvență pentru conținutul de Fe_2O_3 în rocile carbonatate din R.P.R. *1*, Cristalin (281 de cazuri); *2*, triasicul din Carpații Orientali (134); *3*, triasicul din Dobrogea (78); *4*, malm (235); *5*, tithonic (348); *6*, urgonian (479).

a) Repartiția conținutului în Fe_2O_3 este reprezentată în toate cazurile prin curbe asimetrice avînd, după L. H. Ahrens (1), caracterul unei distribuții lognormale.

b) Limitele de variație sînt cuprinse între 0—0,1% Fe_2O_3 și o valoare superioară care se schimbă cu vîrsta rocilor; astfel de frecvențe sub 1% F se mențin la calcarele și dolomitele din cristalin numai la conținuturi > 1,2% Fe_2O_3, la cele triasice din Carpații Orientali la conținuturi > 0,9%

Fe_2O_3, la cele triasice din Dobrogea la conținuturi > 4% Fe_2O_3, la cele din malm la conținuturi > 1,0% Fe_2O_3, la cele din tithonic la conținuturi > 1,4% Fe_2O_3, iar la acelea din urgonian la conținuturi > 2,0% Fe_2O_3.

c) Maximele de frecvență pentru rocile carbonatate din cristalin, tithonic și malm sînt pentru conținuturi mai mici de Fe_2O_3 (0,1—0,2%) în timp ce pentru acelea din triasic și cretacic acest maxim se deplasează spre conținuturi mai mari (0,3—0,4%).

Cantitățile mici de Fe_2O_3 care se încadrează în maximele de frecvență sînt în legătură cu procesul de depunere al carbonaților, pe cînd conținuturile mai mari se datoresc altor factori, între care, în primul rînd, aportul de material detritic de pe continent. Astfel M. Savul și A. Movileanu (8) au arătat că în rocile triasice din Dobrogea conținutul în Fe_2O_3 crește constant cu conținutul de insolubil. Un alt factor care determină creșterea mai mult a conținutului în fier este prezența erupțiilor diabazice submarine, sincrone, așa cum se semnalează cazul rocilor carbonatate de la Niculițel unde se observă conținuturi pînă la 11,2% Fe_2O_3.

d) Curbele de frecvență (fig. 6) arată că rocile carbonatate au în mod normal o concentrație clarkeică în fier, conținuturile mai mari fiind excepționale și locale cum sînt cazurile din Dobrogea sau pentru calcarele urgoniene de la Rarău, unde se întîlnește o frecvență de 3% pentru conținuturi mai mari de 5% Fe_2O_3.

e) Poziția curbelor de frecvență (fig. 6) arată că în mod normal, distribuția fierului este de același tip, maximele de frecvență avînd numai abateri de 0,1—0,2% Fe_2O_3. În schimb, valoarea frecvenței pentru un același conținut în Fe_2O_3 variază mai mult de la o curbă la alta. Se remarcă îndeosebi curbele pentru triasicul din Carpații Orientali și din Dobrogea; în cazul Carpaților Orientali brațul drept al curbei coboară brusc atingînd axa abscisei pentru valoarea de 1% Fe_2O_3, pe cînd în cazul triasicului din Dobrogea brațul drept al curbei se prelungește mult în mod asimptotic, astfel că valoarea maximului de frecvență devine mai scăzut. O situație asemănătoare, dar mai atenuată, se poate constata și pentru rocile cretacice, care la Rarău au conținuturi mai mari de 5% Fe_2O_3 și ajung la o frecvență de 3%.

III. VARIAȚIA CRONOLOGICĂ A CHIMISMULUI ROCILOR CARBONATATE DIN R.P.R.

Diagramele prezentate arată că pot exista depozite sincrone de dolomite și de roci calcaroase, fără însă să apară și termeni intermediari, de roci calcaro-dolomitice, corespunzătoare de exemplu celulelor [16], [20] etc. Dar din aceleași diagrame se constată că rocile paleozoice și triasice au frecvențe mari de roci dolomitice, pe cînd cele jurasice, cretacice sau terțiare sînt practic lipsite de dolomite. Deci conținutul mediu de magneziu pentru rocile de diverse vîrste a scăzut cu timpul, în raport cu conținutul de calciu.

N. M. Strahov (11) a menționat faptul că apele marine aparținînd paleozoicului erau aproape saturate în magneziu și că mai tîrziu ele au fost mai sărace. Această variație cronologică a conținutului de magneziu se recunoaște și din examinarea tabelului nr. 1.

Tabelul nr. 1

Conținutul mediu de calciu și magneziu al rocilor carbonatate din R.P.R.

	Regiunea	Vîrsta	Nr. analizelor	Medii				Ca :Mg
				CaO%	MgO%	Ca %	Mg %	
I	Cristalinul Bistriței	paleozoic	36	37,49	10,31	26,79	6,22	4,31
II	Hunedoara	„	45	31,39	18,81	22,46	11,36	1,97
III	Buru — Ocolișel	„	204	33,35	18,91	23,83	11,07	2,15
	Total :		285	33,55	16,12	23,98	9,72	2,47
IV	Carpații Orientali	triasic	141	36,40	14,89	26,11	8,98	2,9
V	Dobrogea de nord	„	69	45,73	3,19	32,67	1,32	24,7
	Total :		210	39,47	11,07	28,21	6,68	4,2
VI	Troița-Crăciunești	jurasic-malm	285	54,10	0,55	38,67	0,33	115,4
VII	Topalu	„	23	50,98	0,36	36,43	0,22	168,0
	Total :		308	53,87	0,54	38,50	0,33	118,2
VIII	Piatra — Dragoslavele	jurasic tithonic	35	51,62	0,76	36,89	0,46	75,3
IX	Lespezi — Dobrești	„	18	53,58	0,73	38,29	0,44	87,0
X	Pietreni — Arnota	„	41	53,29	0,59	37,98	0,35	106,6
XI	Ohaba — Ponor	„	280	53,73	0,69	38,40	0,41	93,6
XII	Rimetea	„	23	53,58	0,50	38,29	0,30	127,6
XIII	Buru	„	18	54,57	0,47	39,00	0,28	139,3
	Total :		415	53,54	0,67	38,26	0,40	94,7
	Total	jurasic :	723	53,68	0,61	38,36	0,36	103,7
XIV	Gura-Dămucului	cretacic neocomian	6	45,61	4,35	32,60	2,62	12,4
XV	Medgidia	barremian	14	42,50	1,16	30,37	0,70	43,4
XVI	Rarău	urgonian	455	51,31	1,26	36,67	0,76	48,2
XVII	Valea Bicazului	„	18	46,53	0,84	33,25	0,51	65,2
XVIII	Doman — Reșița	urgo-apțian	30	53,21	0,72	38,03	0,44	82,0
	Total	cretacic :	523	51,00	1,24	36,45	0,75	48,5

Din acest tabel se vede că raportul Ca :Mg a crescut, de la rocile paleozoice sau mai vechi ce constituie șisturile cristaline, de la valoarea Ca : Mg = 2,47, pînă la 103,7 pentru rocile jurasice și 48,5 pentru rocile cretacice.

A. P. Vinogradov, A. B. Ronov și V. M. Ratinski (12), luînd în considerare un număr foarte mare de analize de roci carbonatate din Platforma Rusă, au stabilit legea variației cronologice a conținuturilor procentuale de Ca și Mg, redată în figura 7. În aceeași diagramă sînt

prezentate şi mediile de conţinut de Ca şi Mg pentru rocile din R.P.R., deduse dintr-un număr de 1 741 de analize.

Se menţionează că încă nu se cunoaşte vîrsta sedimentelor care au fost metamorfozate în şisturi cristaline. Valorile Ca şi Mg arată că ele

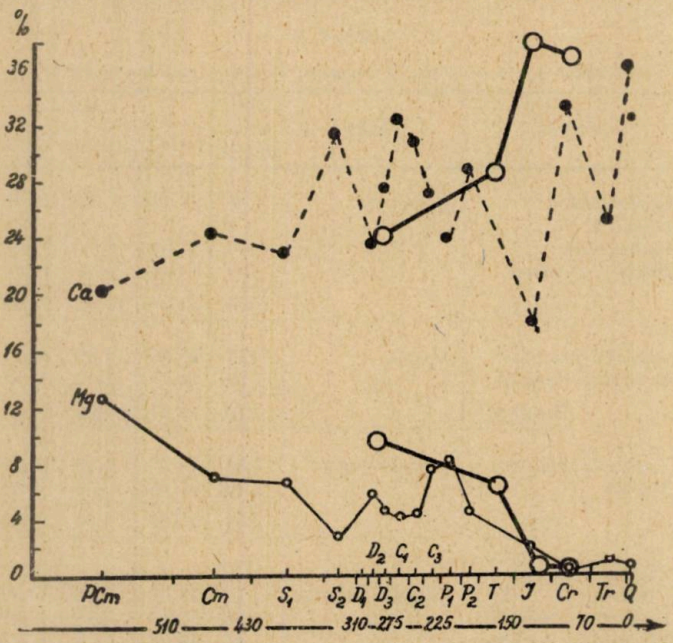


Fig. 7. — Variaţia cronologică a conţinuturilor procentuale de Ca şi Mg ale rocilor carbonatate din Platforma Rusă (cercuri mici) după A. P. Vinogradov şi colaboratori şi variaţia cronologică a aceloraşi conţinuturi în rocile carbonatate din R.P.R. (cercuri mari).

ar putea fi mai vechi decît devoniene sau carbonifere, aşa cum le-au considerat unii cercetători.

Din proiecţiile datelor analitice privind rocile din R.P.R. se recunoaşte că, în linii mari, ele se înscriu în această lege cronologică, arătînd o creştere generală a conţinutului de calciu şi o scădere a celui de magneziu o dată cu trecerea de la paleozoic la cretacic.

ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

РЕЗЮМЕ

Дано обобщение известных данных о химизме главных известняковых и доломитовых массивов, развитых на территории РНР.

Приведенные диаграммы (рис. 2, 3, 4, 5) указывают на возможность существования синхронных отложений доломитов и известняковых пород, при отсутствии промежуточных известняково-доломитовых членов, причем доломитовые породы развиты в основном среди палеозойских и триасовых отложений и практически отсутствуют среди юрских, меловых и третичных образований. Из анализа содержаний Fe_2O_3 (рис. 6) следует, что для карбонатных пород кристаллических и юрских образований характерны заниженные содержания Fe_2O_3(0,1—0,2%), а для триасовых и меловых—повышенные (0,3—0,4%). При анализе таблицы I устанавливается рост отношения Ca: Mg в направлении от палеозойских или даже более древних пород, входящих в состав кристаллических сланцев (Ca: Mg = 2,47), к юрским породам (103,7), а затем, к меловым породам (48,5).

Проекция аналитических данных для пород РНР (рис. 7) подтверждает закономерность изменения в хронологическом порядке процентных содержаний Ca и Mg, установленную А. П. Виноградовым и его сотрудниками для карбонатных пород Русской Платформы.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Карта главных массивов карбонатных пород в РНР.

Рис. 2. — Треугольная диаграмма С. Г. Вишнякова распределения карбонатных пород в разрезе кристаллических сланцев.

Рис. 3. — Распределение карбонатных пород триаса.

Рис. 4. — Распределение юрских карбонатных пород.

Рис. 5. — Распределение меловых карбонатных пород.

Рис. 6. — Кривые частоты повторяемости содержаний Fe_2O_3 в карбонатных породах, развитых на территории РНР. *1* — кристаллические сланцы (281 случай); *2* — триас Восточных Карпат (134 случая); *3* — триас Добруджи (78); *4* — мальм (235); *5* — титон (348); *6* — ургон (479).

Рис. 7. — Изменение в хронологическом порядке процентных содержаний Ca и Mg в карбонатных породах Русской платформы (маленькие кружки) по А. П. Виноградову и его сотрудникам и изменение в хронологическом порядке этих же содержаний в карбонатных породах РНР (большие кружки).

GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS DES ROCHES CARBONATÉES DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

RÉSUMÉ

Les auteurs font un exposé synthétique des données connues sur le chimisme des principaux massifs de roches calcaires et dolomitiques du territoire de la République Populaire Roumaine.

De l'analyse des diagrammes (fig. 2, 3, 4, 5), il ressort qu'il peut y avoir des dépôts synchrones de dolomies et de roches calcaires, sans l'apparition des termes intermédiaires de roches calcaréo-dolomitiques,

et que la fréquence des roches dolomitiques est grande parmi les roches paléozoïques et triasiques, tandis que les roches jurassiques, crétacées ou tertaires sont pratiquement dépourvues de dolomies. L'analyse des teneurs en Fe_2O_3 (fig. 6) montre que les maxima de fréquence pour les roches carbonatées du Cristallin et du Jurassique correspondent à des teneurs en Fe_2O_3 plus réduites (0,1—0,2%), alors que, pour celles du Trias et du Crétacé, ces maxima se déplacent vers des teneurs plus élevées (0,3—0,4%). On constate, sur le tableau 1, que le rapport Ca : Mg va en augmentant depuis la valeur 2,47 — correspondant aux roches paléozoïques ou plus anciennes, qui constituent les schistes cristallins — jusqu'à celles de 103,7, pour les roches jurassiques, et 48,5, pour les roches crétacées.

La projection des données analytiques obtenues pour les roches de la R.P. Roumaine (fig. 7) confirme la loi de la variation chronologique des teneurs procentuelles en Ca et Mg, établie par A. P. Vinogradov et ses collaborateurs pour les roches carbonatées de la plate-forme russe.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte des principaux massifs de roches carbonatées de la République Populaire Roumaine.

Fig. 2. — Le triangle de S. G. Vichnéakov, avec la distribution des roches carbonatées dans les schistes cristallins.

Fig. 3. — Distribution des roches carbonatées triasiques.

Fig. 4. — Distribution des roches carbonatées jurassiques.

Fig. 5. — Distribution des roches crétacées.

Fig. 6. — Courbes de fréquence de la teneur en Fe_2O_3 des roches carbonatées de la R. P. Roumaine. 1, cristallin (281 cas) ; 2, Trias des Carpates orientales (134 cas) ; 3, Trias de la Dobrogea (78 cas) ; 4, Malm (235 cas) ; 5, Tithonique (348 cas) ; 6, Urgonien (479 cas).

Fig. 7. — Variation chronologique des teneurs en Ca et Mg des roches carbonatées de la plate-forme russe (petits cercles), selon A. P. Vinogradov et collaborateurs, et variation chronologique des mêmes teneurs dans les roches carbonatées de la R. P. Roumaine (grands cercles).

BIBLIOGRAFIE

1. AHRENS L. H., *The lognormal distribution of the elements (A fundamental law of geochemistry)*, Geochim. et Cosmochim. Acta. J. of the geochemical soc., 1954, *5*, 49—73 ; *6*, 121—131.
2. РОНОВ А. Б., *Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-химических карт)*, АН СССР, Геол. Институт, 1956, *4*, 256—343.
3. РУХИН Л. Б., *Основы литологии*, Гостоптехиздат, Ленинград-Москва, 1953, 116.
4. SAVUL M. şi BOTEZ C., *Cercetări geochimice asupra calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali. I. Calcarele şi dolomitele triasice din zone cristalino-mezozoică din reg. Suceava*, Stud. şi cercet. şt. Iaşi, 1955, **VI**, *1—2*, 251.
5. SAVUL M., ABABI V. şi JEANRENAUD P., *Cercetări geochimice asupra calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali. II. Calcarele şi dolomitele triasice din zona cristalino-mezozoică a munţilor Hăghimaş*, Stud. şi cercet. şt. Iaşi, 1955, **VI**, *3—4*, 123.

6. SAVUL M. şi MOVILEANU A., *Cercetări geochimice asupra calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali. III. Calcarele şi dolomitele cristaline din cuprinsul Cristalinului Bistriţei*, Stud. şi cercet. şt. Iaşi, 1955, **VI**, *3—4*, 190.
7. SAVUL M. şi IANOVICI V., *Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara*, Stud. şi cercet. geol., 1959, **IV**, *1*, 59.
8. SAVUL M. şi MOVILEANU A., *Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatate triasice din Dobrogea de Nord*, Stud. şi cercet. şt. chimice, Acad. R.P.R., Filiala Iaşi, 1959, **X**, *1*.
9. SAVUL M, şi IANOVICI V., *Chimismul calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali*, Stud. şi cercet. geol., 1959, **IV**, *1*, 37.
10. СТРАХОВ Н. М., *О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний)*, АН СССР, Тр. Геол. Институт, 1954, *4*, 5—7.
11. — *Факты и гипотезы по вопросу об образовании доломитовых пород*, Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, *6*, 3—22.
12. ВИНОГРАДОВ А. П., РОНОВ А. Б. и РАТЫНСКИЙ В. М., *Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы*, Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, *1*.

UNELE ASPECTE ALE GEOCHIMIEI NICHELULUI ÎN ROCILE ULTRABAZICE SERPENTINIZATE DIN R.P.R.

DE

N. PETRULIAN

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.

și LIVIA STECLACI

Comunicare prezentată în ședința din 18 octombrie 1960

Punctul de plecare al prezentei lucrări este constatarea, menționată în publicațiile de specialitate, că rocile ultrabazice bogate în olivină, ca și serpentinele provenite din transformarea lor, conțin adeseori nichel în cantități reduse. Analizele chimice efectuate pe o serie de iviri de astfel de roci din cuprinsul R.P.R. au arătat un conținut mediu de nichel de circa 0,2%. Cercetările întreprinse de autori au avut drept scop să stabilească modul de prezentare al nichelului în aceste roci, prin identificarea mineralelor nichelifere și a relațiilor lor cu alte minerale — transparente și opace ; aceste date au fost folosite pentru rezolvarea problemelor legate de migrarea nichelului în aceste roci. Rezultatele obținute se arată a fi interesante din punct de vedere mineralogic, geochimic și paragenetic, precum și din punct de vedere economic, ele putînd fi utilizate în problema valorificării complexe a serpentinelor.

★

Iviri de roci ultrabazice, în diverse stadii de serpentinizare, de obicei avansate, se cunosc în cîteva regiuni din R.P.R. Cercetările noastre au fost îndreptate asupra ivirilor de serpentine din Banat (regiunea Ogradina — Svinița), de la Gura-Văii, din Dealul Negru — Tițianul și Rășinari, Munții Sebeșului (Carpații Meridionali) și din nordul Munților Perșani (regiunea Vîrghiș — Racoș).

Aceste roci formează masive importante, corpuri mai mici și lentile asociate cu gabbrouri ce apar pe linii de dislocație în șisturi cristaline (Banat, Gura-Văii și Munții Sebeșului (3), (16)) sau sînt răspîndite în

zone ocupate de depozite sedimentare de vîrstă mezozoică superioară (cretacic inferior), ca în nordul Munţilor Perşani (4).

Ele reprezintă iniţial roci ultrabazice — dunite, wehrlite, saxonite etc. — care, ulterior, au suferit transformări parţiale, adeseori totale, în serpentine.

STUDIUL MINERALOGRAFIC

Compoziţia mineralogică a rocilor studiate este reprezentată printr-o serie de minerale primare, în stadii mai mult sau mai puţin avansate de trecere la minerale secundare, adaptate condiţiilor impuse de procesul de serpentinizare. Astfel, dintre primele se citează olivina, piroxenii şi mai rar amfibolii, care se mai găsesc în general în cantităţi mici, pe cînd antigoritul şi crisotilul sînt principalele minerale secundare, care constituie mare parte din masa rocii. În plus, se menţionează prezenţa în cantităţi foarte variabile — de obicei subordonate — a magnezitului, bastitului, talcului şi cloritului.

Pe lîngă mineralele transparente, menţionate mai sus, în toate ivirile de roci ultrabazice serpentinizate cercetate de noi se mai întîlnesc, formînd grăunţi microscopici, o serie de minerale metalice, care au constituit principalul obiectiv al cercetărilor noastre. Studiul calcografic, împreună cu alte metode de investigaţie, au permis identificarea acestor minerale opace. Semnalăm, de la început, greutăţile întîmpinate din cauza ordinului de mărime al grăunţilor de minerale metalice, care sînt, în general, de cîteva zecimi, frecvent sutimi şi miimi de mm.

Mineralele metalice identificate în ivirile de roci ultrabazice serpentinizate din R.P.R. sînt : cromit, magnetit I, ilmenit, pirotină, pentlandit, calcopirită, valleriit, cubanit, magnetit II, bravoit, millerit şi, cu totul accidental, martit, calcozină şi covelină. Dintre acestea, o parte apar în toate ivirile de roci serpentinice, altele numai în unele din ele. În cele ce urmează vom da atît descrierea acestor minerale metalice, cît şi repartizarea lor.

Cromitul — $FeCr_2O_4$ — apare în toate ivirile de roci cercetate, are o răspîndire neomogenă şi se prezintă ca grăunţi de dimensiuni sub 1 mm, allotriomorfi şi diaclazaţi. În jurul grăunţilor şi uneori şi de-a lungul diaclazelor se observă un mineral puţin mai deschis la culoare, întîlnit frecvent în concentraţiile de cromit ce se găsesc în masivul de serpentine din Banat, pe care l-am denumit cromit de-a doua generaţie, mai bogat în fier decît primul (17). Crăpăturile din cromit sînt umplute cu silicaţi. În grăunţii de cromit din serpentinele din Munţii Sebeşului (19) ca şi din nordul Munţilor Perşani (20) se mai observă, de-a lungul crăpăturilor ca şi la marginea grăunţilor, borduri şi vinişoare de magnetit I, sau baghete fine de ilmenit. De menţionat este faptul că spinelul de crom nu apare asociat cu nici una din sulfurile prezente în rocă (pl. I, fig. 2).

Magnetitul — $FeOFe_2O_3$ — este cel mai răspîndit dintre mineralele metalice prezente în rocile serpentinice studiate, ajungînd pînă la mai multe procente din masa rocii. Ţinînd seamă de formă, dimensiuni şi

asociația cu celelalte minerale metalice, am deosebit două varietăți de magnetit :

a) O primă varietate, care se prezintă în grăunți de dimensiuni pînă la 0,8 mm, allotriomorfi, rotunjiți. Aceștia sînt rareori compacți, obișnuit au o structură reticulară iar golurile sînt umplute cu minerale din grupa serpentinei și mai ales cu sulfuri. Rețeaua de magnetit este uneori neorientată, alteori orientată după două și trei direcții și închisă marginal de un inel (coroană) tot din magnetit (pl. I, fig. 1). Modul de prezentare, ca și relațiile cu silicații și cu sulfurile metalice ne permit să admitem că această varietate de magnetit s-a format atunci cînd au apărut în magmă condiții parțial oxidante (acțiunea vaporilor de apă la temperatură și presiune ridicată). O parte din fierul din topitura de silicați, ca și o parte din fierul din picăturile imiscibile de sulfuri, s-a oxidat parțial formînd magnetit de prima generație — denumit magnetit I — asociat sau nu cu sulfurile, după proveniența lui. Acest mod de formare a magnetitului I este confirmat în parte prin experiențele noastre de laborator, ca și prin cercetările lui A. G. Betehtin, privitoare la diagrama Fe—Ni—S—O (1).

b) A doua varietate este mult mai frecventă, are o răspîndire mai uniformă, însă limitată la rocile serpentinizate. Se prezintă sub formă de grăunți cu dimensiuni apropiate de ale magnetitului I, uneori rotunzi, alteori alungiți și sub formă de vinișoare foarte fine localizate în mineralele provenite din transformarea olivinei (antigorit), sau în pachete de lamele paralele prinse în mineralele rezultate din alterarea piroxenilor (bastit) și a olivinei (crisotil). Alt mod de prezentare mai este și acela de grăunți foarte mici (0,08—0,001 mm) rotunzi și în formă de baghete care conturează rețeaua de antigorit sau pigmentează întreaga masă a rocii. Această varietate de magnetit nu formează niciodată asociații cu sulfurile și o considerăm că s-a format mult mai tîrziu, în perioada de serpentinizare a rocilor ultrabazice, pe seama fierului eliminat din silicați ; este așa-numitul magnetit II (de-a doua generație).

Ilmenitul — $FeTiO_3$ — este mineralul metalic cu răspîndirea cea mai limitată. A fost observat numai în unele iviri de roci ultrabazice serpentinizate din Munții Sebeșului, sub formă de grăunți mici în contact cu cromit și magnetit I și sub formă de baghete foarte fine incluse în cîțiva grăunți de cromit.

SULFURI DE FIER, NICHEL ȘI CUPRU

Aceste minerale se prezintă întotdeauna ca grăunți de dimensiuni foarte mici, cuprinse între 0,14 și 0,001 mm. Identificarea lor s-a făcut sub microscop în imersie, folosind atacuri cu reactivi chimici și metoda amprentelor. În acest mod au fost identificate următoarele sulfuri metalice : pirotină, pentlandit, calcopirită, valleriit, cubanit, millerit, bravoit și, cu totul sporadic, calcozină și covelină.

Pirotina — ($Fe_{1-x}S$, *în care* $x = 0{,}1 \ldots 0{,}2$) — a fost semnalată în cantități extrem de mici și numai în rocile ultrabazice serpentinizate

din Munţii Sebeşului, formînd grăunţi allotriomorfi, intim asociaţi cu pentlanditul şi mai rar cu calcopirita (pl. II, fig. 3). Semnalăm faptul că pirotina este constituită din doi componenţi ce se pot deosebi între ei printr-o diferenţă de nuanţă ; componentul de culoare mai închisă este mai puţin abundent şi formează lamele orientate în masa celuilalt component.

Pentlanditul — $(Fe, Ni)_6S_8$ — este cea mai răspîndită sulfură, fiind întîlnită în toate ivirile de roci ultrabazice menţionate şi constituie principalul mineral de nichel al acestor roci. Se prezintă în grăunţi de forme şi dimensiuni foarte variate, de obicei miimi de mm, rareori ajungînd la cîteva sutimi sau zecimi de mm. Asociaţia caracteristică zăcămintelor de pirotină nicheliferă : pentlandit-pirotină este aici aproape inexistentă, din cauza lipsei aproape totale a pirotinei. În schimb, pentlanditul este în mare parte inclus în magnetit I şi numai rareori ca grăunţi liberi în masa de silicaţi.

a) Grăunţii de pentlandit găzduiţi în magnetit I, în care ocupă golurile neregulate sau porţiunea centrală scheletică a spinelului de fier se prezintă în mai multe moduri :

— Pentlanditul ocupă, complet sau parţial, golurile neorientate sau orientate din magnetit I. Acest mod de prezentare se întîlneşte în serpentinele din Banat (18), Gura-Văii şi Munţii Sebeşului, apărînd sporadic în serpentinele din nordul Munţilor Perşani.

— Pentlanditul este asociat — mult mai rar — cu pirotina, pe care o înlocuieşte. În asociaţie cu calcopirita şi cu valleriitul formează concreşteri orientate, reprezentînd desfaceri de soluţii solide (dezamestecuri) ; acest caz a fost observat numai în serpentinele din Munţii Sebeşului (pl.III, fig. 5 şi 6 ; pl. IV, fig. 7).

— Rareori, şi numai în serpentinele de la Gura-Văii, au fost observate atît concreşteri intime de tip eutectic de pentlandit-magnetit, cît şi asociaţii strînse de pentlandit-silicaţi, localizate în golurile din magnetit I (pl. V, fig. 9 ; pl. II, fig. 4). Acestea din urmă pot fi interpretate fie ca eutectice, fie ca dezamestecuri. Există şi cazuri cînd grăuntele de pentlandit liber trece treptat sau brusc în concreşterile menţionate (pl. V, fig. 10).

b) Pentlanditul liber se găseşte în grăunţi foarte mici (0,001—0,008 mm), răspîndiţi neuniform în masa de silicaţi, dînd uneori cîmpului microscopic aspectul de „cer înstelat" (pl. VI, fig. 11) ; grăunţii mai dezvoltaţi (0,02—0,04 mm) sînt străbătuţi de vinişoare de silicaţi, întregul ansamblu avînd o structură în mozaic. Pentlanditul liber este rareori asociat cu calcopirită (serpentinele din nordul Munţilor Perşani) şi cu cubanit (serpentinele din Munţii Sebeşului).

În toate ivirile ultrabazice serpentinizate cercetate de noi se observă că pentlanditul — liber sau inclus în magnetit — este frecvent asociat cu bravoitul.

Menţionăm faptul că pentlanditul este cea mai răspîndită sulfură de nichel în ivirile de roci serpentinice din R.P.R. Prezenţa lui explică, în parte, modul de prezentare a nichelului în aceste roci.

Valleriitul — $Cu_2Fe_4S_7$ — este întotdeauna un mineral foarte rar şi a fost găsit numai în unele iviri de roci serpentinice din Munţii Sebeşului (Răşinari). Se prezintă în grăunţi mici, microscopici, asociat cu pentlandit

şi cu calcopirită. Cu toate că are dimensiuni reduse, acest mineral poate fi uşor identificat după culoare, pleocroism şi efecte de anizotropism. Formele pe care le are valleriitul în cazul de faţă sînt variate : plaje mici, lamele foarte fine şi vermiculaţii răspîndite frecvent în pentlandit, formînd împreună asociaţii de tip eutectic (pl. III, fig. 5 ; pl. IV, fig. 7).

Calcopirita — $CuFeS_2$ — a fost întîlnită numai în ivirile de roci serpentinice din Munţii Sebeşului şi din nordul Munţilor Perşani. În primele iviri ea apare ca o reţea de lamele orientate, strîns asociată cu pentlanditul, reprezentînd rezultatul desfacerii unor soluţii solide (pl. III, fig. 5 şi 6), apoi ca plaje alungite şi vinişoare ce străbat parţial grăunţii de pirotină sau se insinuiază pe contactul dintre magnetit I şi pirotină. Aceste moduri de prezentare ne permit să admitem existenţa a două generaţii de calcopirită ; o primă generaţie ar fi reprezentată prin calcopirita din concreşterile cu pentlanditul, iar a doua prin calcopirita asociată cu pirotina. În serpentinele din nordul Munţilor Perşani se observă o singură generaţie de calcopirită, de altfel foarte rar întîlnită şi prezentînd relaţii de înlocuire cu pentlanditul.

Cubanitul — $CuFe_2S_3$ — a fost observat numai în ivirile de roci ultrabazice din Munţii Sebeşului (Dealul Negru şi Tiţianul). Se prezintă în grăunţi microscopici, avînd o culoare intermediară între calcopirită şi pirotină şi efecte vizibile de anizotropie. Apare în asociaţii strînse cu magnetit I şi mai rar cu pentlanditul, pe care pare a-l înlocui.

Sulfurile descrise mai sus constituie seria de sulfuri de origine magmatică propriu-zisă, separate din magmă prin licuaţie.

În plus, a mai fost observată o altă serie de sulfuri, formate în timpul serpentinizării pe seama celor de mai sus, cum sînt bravoitul, milleritul, apoi calcozina şi covelina.

Bravoitul — $(Fe, Ni)\ S_2$ — este răspîndit în toate ivirile de roci serpentinice cercetate de noi, dar cantitativ apare subordonat pentlanditului. Se prezintă sub formă de grăunţi şi vinişoare foarte fine (0,01 — —0,005 mm) în pentlandit, pe seama căruia s-a format. Transformarea pentlanditului în bravoit are loc de-a lungul crăpăturilor şi înaintează treptat în mineralul gazdă, pînă la înlocuirea totală a acestuia (pl. IV, fig. 8).

În ivirile de roci ultrabazice serpentinizate din R.P.R. bravoitul este al doilea mineral purtător de nichel.

Milleritul — NiS — este o altă sulfură de nichel prezentă numai în ivirile de serpentină din nordul Munţilor Perşani. În aceste iviri el apare uneori mai frecvent decît pentlanditul şi se prezintă ca grăunţi mici (sub 0,05 mm), cu contururi dinţate, răspîndiţi în masa de silicaţi. De obicei aceşti grăunţi sînt liberi şi numai rareori se asociază cu magnetitul I şi cu magnetitul II. În ceea ce priveşte geneza milleritului, el este considerat ca mineral de temperatură scăzută, iar relaţiile lui cu magnetitul II, pe care-l înlocuieşte parţial, ne determină să-l considerăm că s-a format ulterior sau contemporan cu magnetitul II, adică în perioada de serpentinizare (pl. VII, fig. 12).

Deşi are o răspîndire foarte redusă, milleritul ar fi a treia sulfură nicheliferă prezentă în rocile serpentinice din ţara noastră.

Calcozina — Cu_2S — *şi covelina* — CuS — apar foarte rar şi numai în cîteva iviri de roci serpentinice din Munţii Sebeşului. Ele se prezintă sub formă de grăunţi foarte mici şi vermiculaţii fine la marginea sulfurilor, spre contactul acestora cu magnetit I.

Martitul — Fe_2O_3 — apare peste tot, asociat cu cele două generaţii de magnetit, în care formează lamele fine, orientate după mai multe direcţii.

★

Din descrierea mineralelor metalice prezente în ivirile de roci ultrabazice serpentinizate din R.P.R. rezultă că nichelul se prezintă în parte ca sulfuri — pentlandit, bravoit (frecvente) şi millerit (sporadic). Atît cantitatea de sulfuri nichelifere, apreciată în timpul studiului calcografic, ca şi conţinuturile în sulf şi nichel determinate prin analiza chimică a probelor de roci serpentinice arată că numai o parte din nichel este legată de sulf, cealaltă parte de metal ar intra probabil în constituţia altor minerale, eventual silicaţi.

Cercetările noastre au urmărit şi identificarea silicaţilor de nichel şi magneziu hidrataţi, de tipul garnieritului, în rocile studiate. Observaţii foarte amănunţite au arătat însă lipsa lor, ceea ce se explică prin faptul că nici una din ivirile de roci serpentinice din R.P.R. n-a suferit o alterare chimică urmată de o concentrare reziduală.

Metoda amprentelor (11), folosită în timpul identificării sulfurilor de nichel pe secţiuni lustruite, a furnizat — pe lîngă verificarea determinărilor microscopice — o serie de date interesante pentru stabilirea modului de prezentare a nichelului. Cu această ocazie s-a observat că grăunţii de sulfuri nichelifere dau amprente puternice şi nete, care reproduc concret contururile grăunţilor; masa de serpentină dă şi ea o amprentă, însă slabă, difuză şi continuă, chiar în porţiunile lipsite de sulfuri. Aceste constatări ne fac să admitem că mare parte din mineralele transparente ce constituie rocile cercetate sînt purtătoare de nichel.

În publicaţiile de specialitate (8), (22) se menţionează că unele olivine, ca şi unii piroxeni feromagnezieni, pot fixa în reţelele lor cristaline cantităţi reduse de nichel. Explicaţia este dată de faptul că Ni^{++} avînd raza ionică (0,74 Å) apropiată de Mg^{++} (0,75 Å) şi a Fe^{++} (0,79 Å) poate substitui izomorf endocriptic pe aceştia din urmă în reţea.

În stadiul de serpentinizare al rocilor ultrabazice din R.P.R. cercetate de noi, silicaţii feromagnezieni primari — olivină şi piroxeni — care conţineau în reţea şi nichel au fost transformaţi parţial şi uneori total în minerale noi. Dintre aceştia, antigoritul — $Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$ — este cel mai frecvent, urmat de crisotil şi de bastit. Dacă mineralele primare — olivină şi piroxeni feromagnezieni — conţineau şi nichel este normal că şi mineralele noi vor continua să conţină acest metal. Pe cînd în timpul serpentinizării fierul bivalent se oxidează parţial la trivalent, micşorîndu-şi raza ionică (Fe^{+++} 0,67 Å) şi este expulzat din reţea sub formă de magnetit II, nichelul fixat în reţea este imobil şi rămîne mai departe în silicaţii nou formaţi.

În concluzie, nichelul prezent în aceste roci se găseşte parte ca sulfuri — pentlandit, bravoit, millerit — şi parte ca substituent izomorf

al Mg^{++} și al Fe^{++} în rețeaua silicaților primari — olivină, piroxeni — și a celor de neoformație — antigorit, crisotil și bastit.

CONSIDERAȚII GEOCHIMICE ȘI GENETICE

Rezultatele obținute prin cercetările de laborator — studii microscopice pe secțiuni subțiri și lustruite, ca și analize chimice parțiale — ne-au permis să facem cîteva considerații geochimice în special asupra migrării elementelor care s-au concentrat în mineralele metalice.

Făcînd abstracție de elementele principale ale cristalizării produselor de diferențiere magmatică pe seama cărora s-au format mineralele ce constituie rocile ultrabazice menționate mai sus, cercetările noastre au arătat că în general se mai găseau în plus o serie de elemente accesorii ca : Cr, Ni, Cu, Ti, S, în cantități de obicei foarte mici. Dintre acestea, mai frecvente erau : Cr, Ni și S, iar Cu și Ti au fost semnalate numai în ivirile din Munții Sebeșului și Munții Perșani. În timpul cristalizării intruziunilor ultrabazice aceste elemente au migrat în condiții dictate de proprietățile atomilor sau ionilor respectivi și de factorii termodinamici locali. Chiar înainte de trecerea în stare solidă a primelor minerale, silicații feromagnezieni, atomii și ionii elementelor accesorii s-au grupat probabil în anumite porțiuni, formînd concentrări de elemente cu afinități reciproce, ce constituie formațiunile embrionare ale viitoarelor minerale. Astfel sulful, deși în cantități extrem de mici (de la urme la 0,085% în serpentinele de la Vîrghiș, nordul Munților Perșani), a jucat rolul de colector pentru elementele cu calcofilie ridicată — Ni, Cu și o parte din Fe^{++} — formîndu-se treptat o sulfură complexă în stare lichidă de tipul $(Fe_m\ Ni_n\ Cu_p)_x\ S_y$, stabilă la temperaturi ridicate. Din cauza solubilității limitate a acestei sulfuri complexe cu topitura de silicați, pe măsură ce temperatura scade se individualizează picături de sulfură complexă de dimensiuni microscopice. Procesul de imiscibilitate a dus la fixarea în sulfura complexă numai a unei părți din cantitatea originală de nichel, dată fiind cantitatea redusă de sulf din topitură. Restul de nichel rămîne mai departe în topitura de silicați, pînă cînd se vor forma primele rețele cristaline de olivină și piroxeni feromagnezieni ce conțin Mg^{++} și Fe^{++}, pe care-i poate înlocui izomorf endocriptic, dată fiind apropierea razelor lor ionice (Ni^{++} .. 0,74 Å; Mg^{++} .. 0,75 Å; Fe^{++} .. 0,79 Å) și a proprietăților de polarizare asemănătoare. În acest mod s-a format varietatea de olivină și de piroxeni nicheliferi.

Simultan cu procesul de imiscibilitate, redus ca amploare din cauza cantităților foarte mici de sulf, nichel și cupru, elementele metalice cu raze ionice mici s-au constituit în compuși cu energie de rețea cristalină ridicată, cum sînt cromitul, apoi magnetitul I și, cu totul întîmplător, ilmenitul, a căror ordine de cristalizare este verificată de studiul microscopic.

În ceea ce privește formarea magnetitului I, datele din literatura de specialitate (1), (8) arată că spinelul de fier rezultă din oxidarea parțială a Fe^{++} din magmă în Fe^{+++}. Agentul oxidant poate fi reprezentat prin vaporii de apă sau bioxidul de carbon din magmă, la temperatură și

presiune ridicate. În felul acesta, o parte din fierul din topitura de silicaţi formează compusul feroferic : magnetitul. Este de asemenea posibil ca acţiunea oxidantă a vaporilor de apă să fi influenţat şi fierul din sulfura complexă topită, cu formare de Fe_3O_4 şi eliberare de H_2S, care poate fixa noi cantităţi de nichel. În felul acesta s-ar explica formarea grăunţilor liberi de magnetit I din serpentine, precum şi a inelelor şi lamelelor de magnetit I din jurul şi interiorul grăunţilor de sulfuri. Lipsa pirotinei sau apariţia ei cu totul sporadică poate fi consecinţa trecerii excesului de fier din sulfura complexă iniţială în spinel.

Pentru elucidarea acestei probleme, precum şi a prezenţei structurilor de tip eutectic pentlandit-magnetit s-au făcut o serie de experienţe, care actualmente sînt în curs de aprofundare. Topiturile de fier, nichel şi sulf, în prezenţa unei mici cantităţi de oxigen, au dus la sinteză de pentlandit şi magnetit în concreşteri variate — uneori foarte asemănătoare cu cele întîlnite în serpentinele cercetate. Rezultatele obţinute prin studiul acestor topituri în secţiuni lustruite ne îndreptăţesc să credem că magnetitul I asociat cu sulfuri s-a format prin oxidarea parţială a fierului din sulfura complexă topită (pl. VII, fig. 14) şi că a putut forma uneori eutectice cu pentlanditul (pl. VII, fig. 13). Cu această ocazie s-a verificat că, într-adevăr, calcofilia nichelului este mai ridicată decît a fierului, care se leagă preferenţial de oxigen (1). Sulfura complexă $(Fe_m\ Ni_n\ Cu_p)_x\ S_y$ amintită mai sus a rămas în stare lichidă în timpul cristalizării silicaţilor. La un anumit moment, condiţionat de temperatură, a avut loc un dezamestec care a dus la individualizarea seriei paragenetice : pirotină-pentlandit-valleriit-calcopirită şi uneori şi cubanit. Concreşterile orientate dintre pentlandit-calcopirită şi pentlandit-valleriit (pl. III, fig. 5 şi 6 ; pl. IV, fig. 7) sînt specifice desfacerilor de soluţii solide (dezamestecurilor) şi confirmă justeţea acestei ipoteze.

Menţionăm că sulfura complexă $(Fe_m\ Ni_nCu_p)_x\ S_y$, care a generat seria de sulfuri arătată, a existat ca atare numai în ivirile de roci ultrabazice serpentinizate din Munţii Sebeşului, în special ivirea de la Răşinari şi mai puţin cele din Munţii Perşani. Considerînd ivirile de serpentine din Banat şi de la Gura-Văii, sulfura complexă a conţinut numai fier şi nichel şi ca urmare s-a format o singură sulfură primară de nichel şi fier, pentlanditul. Este cunoscut că în marea majoritate a zăcămintelor, pentlanditul este intim legat de pirotină, care se formează din dezamestecul aceleiaşi sulfuri complexe amintite mai sus. Faptul că în ivirile de roci ultrabazice nichelifere pirotina apare cu totul sporadic şi de obicei lipseşte, se datoreşte desigur în primul rînd cantităţii iniţiale reduse de sulf. Dacă luăm în considerare şi calcofilia nichelului, mai ridicată decît aceea a fierului, precum şi oxidarea parţială a acestuia din urmă cu formare de magnetit I, absenţa aproape totală a pirotinei este explicabilă.

Trebuie să menţionăm că în serpentinele de la Gura-Văii şi de la Răşinari (Munţii Sebeşului) pentlanditul formează cu magnetitul I concreşteri orientate, grafice, ce pot fi interpretate ca eutectice (pl. V, fig. 9). Concreşterile asemănătoare dintre pentlandit şi silicaţi (pl. II, fig. 4) nu permit o interpretare atît de precisă, putînd fi considerate fie eutectice, fie dezamestecuri. Pentru elucidarea concreşterilor menţionate s-au efec-

tuat cîteva experienţe care urmăresc modul de consolidare a unui sistem Fe—Ni—S—O şi Fe—Ni—S—O — silicaţi.

În primele experienţe, concrete deocamdată numai pentru sistemul Fe—Ni—S—O, s-au obţinut prin sinteză pentlandit şi magnetit în concreşteri asemănătoare cu cele observate în rocile studiate. Aceste rezultate ne îndreptăţesc să admitem că pentlanditul şi magnetitul ar fi complet miscibile la temperaturi în jur de 1 000° (la presiunea obişnuită) şi imiscibile la temperaturi scăzute, cu separare de eutectice (pl. VII, fig. 13). Structurile obţinute uneori în decursul experienţelor sugerează şi posibilitatea transformării parţiale a pentlanditului în magnetit, prin oxidarea incompletă a fierului bivalent din sulfură (pl. VII, fig. 14).

Pe baza rezultatelor obţinute în primul stadiu de experimentare putem întrevedea modul de formare a grăunţilor de magnetit cu pentlandit răspîndiţi în serpentinele cercetate. Astfel, se pare că magnetitul I, gazdă a pentlanditului, s-a format în mare parte prin oxidarea parţială a fierului bivalent din sulfura topită, în prezenţa unor agenţi oxidanţi specifici magmei (probabil vapori de apă şi bioxid de carbon). Pe măsură ce se forma, magnetitul fiind miscibil cu pentlanditul numai la temperaturi ridicate şi imiscibil la temperaturi mai scăzute, se formau soluţii solide din desfacerea cărora se individualizau cele două minerale, adeseori în proporţie eutectică.

Consideraţiile geochimice de mai sus explică formarea mineralelor metalice : cromit, magnetit I, pentlandit, prezente în toate ivirile de roci ultrabazice serpentinizate, studiate de noi, şi mai departe a pirotinei, calcopiritei, valleriitului şi cubanitului, limitate ca răspîndire la rocile ultrabazice serpentinizate din Munţii S beşului.

Aceste consideraţii se referă la *prima etapă de migraţie* a elementelor importante pentru problema urmărită de noi, care s-a desfăşurat în perioada de consolidare a intruziunilor magmatice ultrabazice. Concentrarea picăturilor microscopice de sulfuri, în special de pentlandit, în mase mai importante, nu a fost posibilă atît din cauza cantităţilor reduse de sulf şi de nichel, cît şi din lipsa de substanţe volatile. Regimul de repartizare a nichelului între sulfuri şi silicaţi de fier şi magneziu a fost determinat de conţinutul de sulf al topiturii. O dovadă în acest sens o constituie analizele chimice care arată un conţinut aproape constant de nichel, indiferent de raportul sulfuri: silicaţi.

A doua etapă de migraţie a elementelor urmărite în cercetările noastre se situează ceva mai tîrziu, în perioada de serpentinizare a rocilor ultrabazice. În noile condiţii, fierul bivalent din silicaţii feromagnezieni s-a oxidat parţial la trivalent, şi-a micşorat raza ionică şi a fost astfel expulzat din reţea sub formă de magnetit II, ceea ce a dus la formarea unor noi silicaţi ca antigorit, crisotil, bastit. În prezenţa apei cu CO_2 o parte din magneziul silicaţilor primari este dizolvat şi depus ca magnezit, cum se observă mai ales în serpentinele din Banat şi uneori şi în cele din nordul Munţilor Perşani. În ceea ce priveşte nichelul reţinut în reţeaua silicaţilor feromagnezieni — de obicei olivină şi mai rar piroxeni — el se comportă ca un element imobil, păstrîndu-şi locul original. Aceasta înseamnă că mineralele secundare provenite din transformarea olivinei şi a piroxenilor niche-

liferi vor fi relativ îmbogăţite în nichel. Dintre sulfurile metalice prezente, pentlanditul se transformă parţial şi uneori chiar complet în bravoit (pl. IV, fig. 8), proces ce a avut loc în toate ivirile de serpentine cercetate de noi. Bravoitul reprezintă a doua sulfură de nichel identificată în rocile serpentinice nichelifere din R.P.R.

S-a arătat mai înainte că în serpentinele din nordul Munţilor Perşani a fost identificată o a treia sulfură de nichel, milleritul. Parageneza în care poate fi încadrat acest mineral, ca şi locul în succesiune sînt dificile de precizat. Fiind considerat în general ca mineral de temperatură scăzută şi care se formează pe seama altor minerale, iar în cazul de faţă este frecvent asociat cu magnetitul II, pe care-l înlocuieşte parţial (pl. VI, fig. 12), apreciem că milleritul s-a format în perioada de serpentinizare şi pe seama pentlanditului.

Tot în aceeaşi perioadă s-au mai format martitul, pe seama magnetitului, precum şi sulfurile secundare de cupru — calcozina şi covelina — pe seama sulfurilor cuprifere primare.

CONCLUZII

Cercetările întreprinse în scopul de a aduce anumite precizări referitor la unele aspecte ale geochimiei nichelului în rocile ultrabazice serpentinizate nichelifere din R.P.R. au permis să se obţină următoarele rezultate :

1. Rocile ultrabazice serpentinizate conţin întotdeauna nichel în cantităţi variabile (0,16—0,37%), ceea ce înseamnă că acest metal este un constituent permanent al magmelor bazice.

2. Compoziţia mineralogică a acestor roci este calitativ aproape omogenă, diferind numai în ceea ce priveşte raporturile cantitative ale mineralelor constitutive.

3. Ansamblul de minerale — transparente şi opace — ce constituie rocile ultrabazice din ivirile cercetate de noi aparţine la două parageneze distincte :

a) Parageneza magmatică propriu-zisă, corespunzătoare primei faze de migrare a elementelor, în care se cuprind mineralele ce au cristalizat din magmă în următoarea succesiune probabilă : cromit, magnetit I, silicaţi feromagnezieni (olivină, piroxeni), pirotină ; pentlandit, calcopirită I, valleriit, calcopirită II şi cubanit.

Parageneza arătată mai sus este generalizată, cuprinzînd ansamblul observaţiilor. În forma dată ea se întîlneşte numai în ivirile de roci ultrabazice din Munţii Sebeşului pe cînd pentru celelalte regiuni — Banat, Gura-Văii, nordul Munţilor Perşani (regiunea Racoş—Vîrghiş) — se reduce la cromit, magnetit I, silicaţi feromagnezieni, pentlandit ± calcopirită.

b) Parageneza din perioada de serpentinizare, corespunzătoare celei de-a doua faze de migrare a elementelor, se caracterizează prin alte minerale — transparente şi opace — a căror succesiune nu se mai poate preciza, formarea multora dintre ele fiind simultană. Ea cuprinde : silicaţii de neoformaţie (antigorit, crisotil, bastit, asbest, talc, clorit), uneori magne-

Fig. 1. — Munții Sebeșului — Rășinari. Rețea orientată după (111) și inel de magnetit I (cenușiu închis) în concreștere strînsă cu pentlandit (alb), cu început de transformare în bravoit (cenușiu deschis). Negru = silicați (imersie în ulei ; 500×).

Fig. 2. — Banat. Magnetit I (cenușiu închis) intim asociat cu pentlandit (alb) în forme variate ; cromitul adiacent nu conține sulfuri de nichel (imersie în ulei ; 200×). Microfotografiile sînt făcute pe secțiuni lustruite, în lumină obișnuită, fără atacuri cu reactivi.

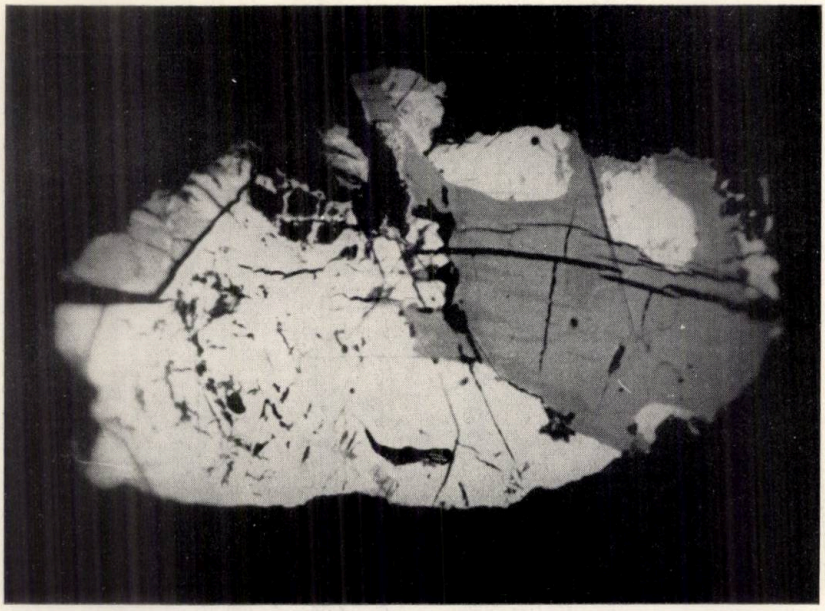


Fig. 3. — Munţii Sebeşului — Răşinari. Pirotină formată din doi componenţi (cenuşiu cu nuanţe foarte apropiate), asociată cu pentlandit (alb) în care se observă valleriit (cenuşiu închis şi deschis — din cauza anizotropiei) ca vermiculaţii orientate şi grăunţi. Inelul de magnetit I nu se mai observă din cauza contrastului ce s-a căutat să se obţină pentru pirotină (imersie în ulei; nicoli incomplet încrucişaţi; 1000 ×).

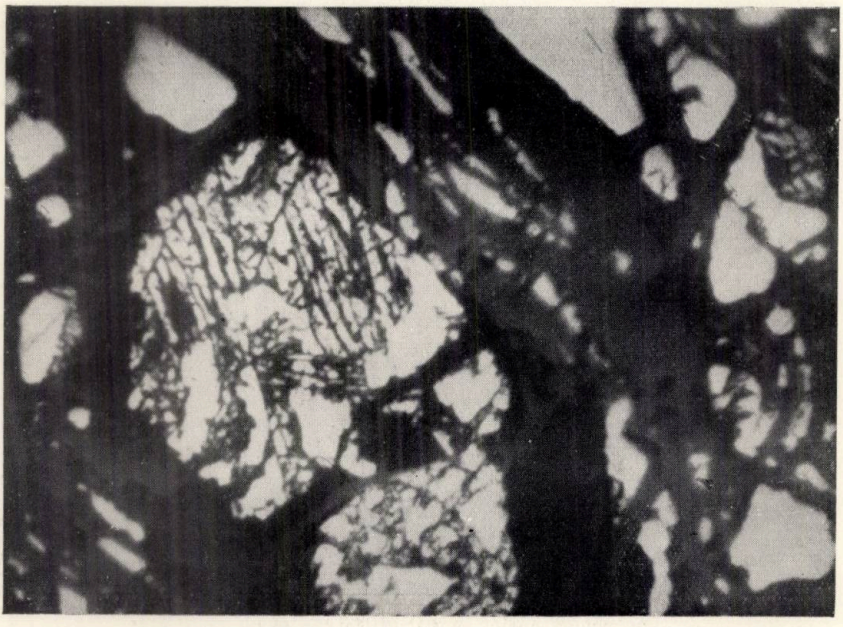


Fig. 4. — Gura-Văii. Partea centrală a unui grăunte scheletic de magnetit I(cenuşiu) găzduind concreşteri orientate (dezamestec sau eutectic) de pentlandit (alb) şi silicaţi (negru) (imersie în ulei; 2000 ×).

Fig. 5. — Munții Sebeșului — Rășinari. Structură de dezamestec între pentlandit (alb), calcopirită (cenușiu deschis) și valleriit (vermiculații fine, cenușii închis). În partea de sus a figurii se observă și separații mai mari de valleriit. Magnetitul I și silicații apar negri (imersie în ulei; nicoli incomplet încrucișați; 1200 ×).

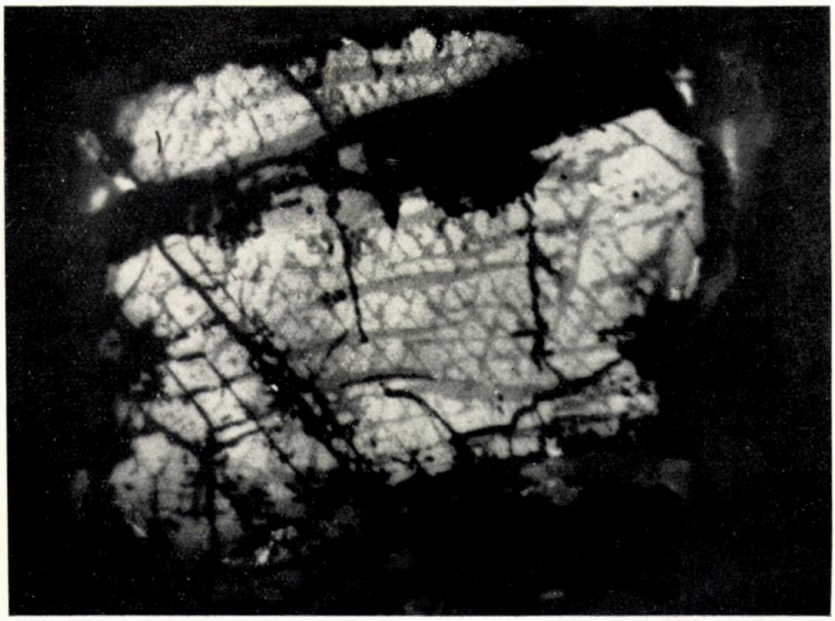


Fig. 6. — Munții Sebeșului — Rășinari. Structură de dezamestec asemănătoare cu cea din figura 5, însă fără valleriit (imersie în ulei; 1000 ×).

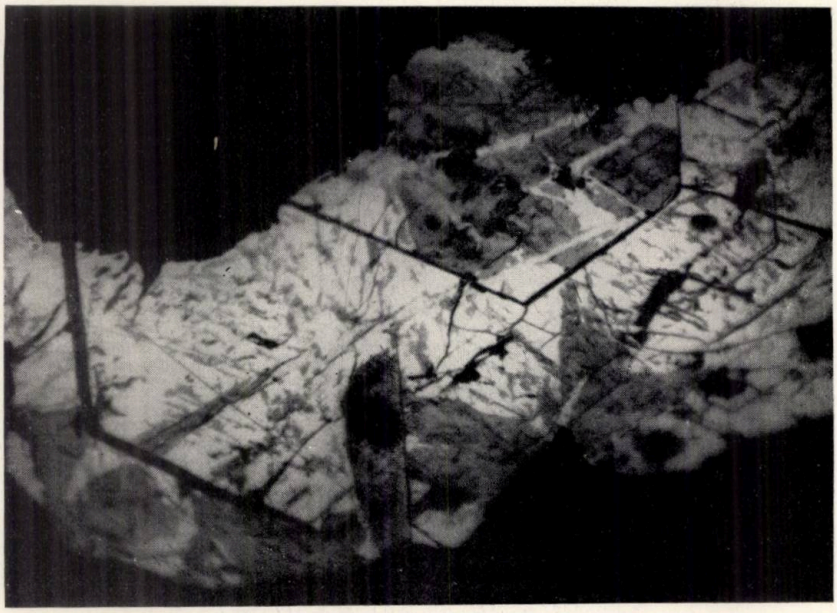


Fig. 7. — Munții Sebeșului — Rășinari. Structură de dezamestec între pentlandit (alb) și valleriit (cenușiu închis — în diferite nuanțe din cauza anizotropiei). În partea stîngă a figurii apare un rest de pirotină (cenușiu deschis). Negru = magnetitul și silicații (imersie în ulei ; nicoli incomplet încrucișați ; 1000 ×).

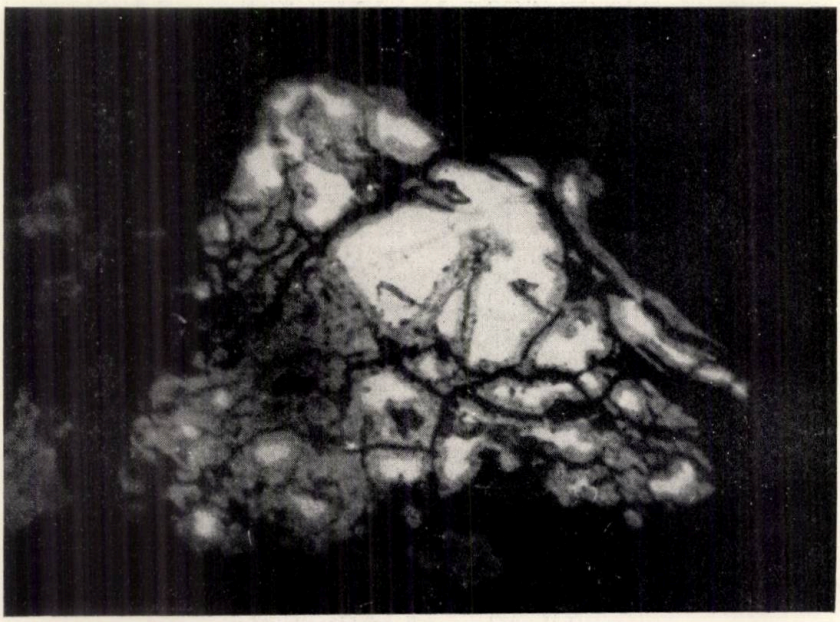


Fig. 8. — Munții Perșani — Vîrghiș. Pentlandit (alb) în diverse stadii de transformare în bravoit (cenușiu). Negru = silicați (imersie în ulei ; 1800 ×).

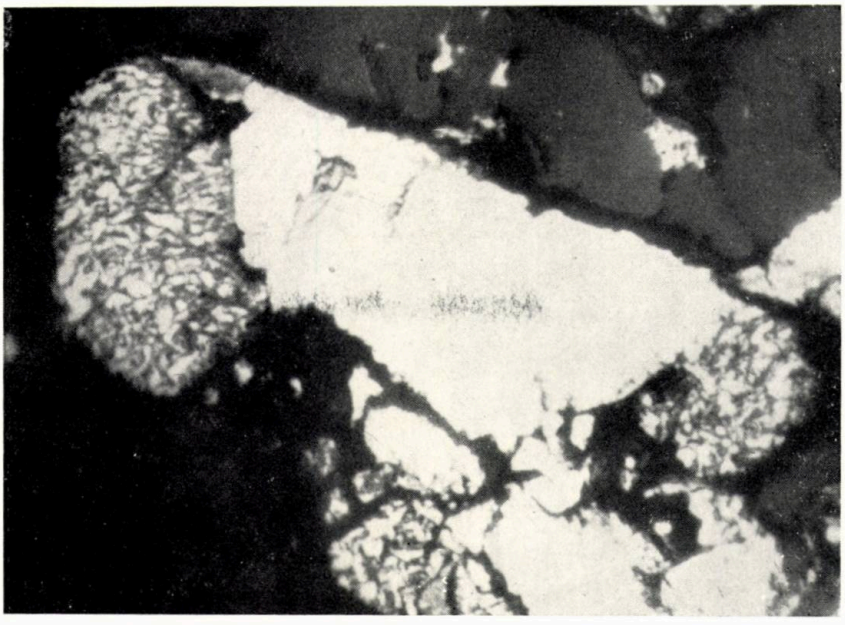


Fig. 9. — Gura-Văii. Structură eutectică pentlandit (alb) — magnetit (cenușiu). Negru = magnetit și silicați. Structura este asemănătoare cu aceea obținută sintetic prin experiențe (pl. VI, fig. 13) (imersie în ulei; 2000 ×).

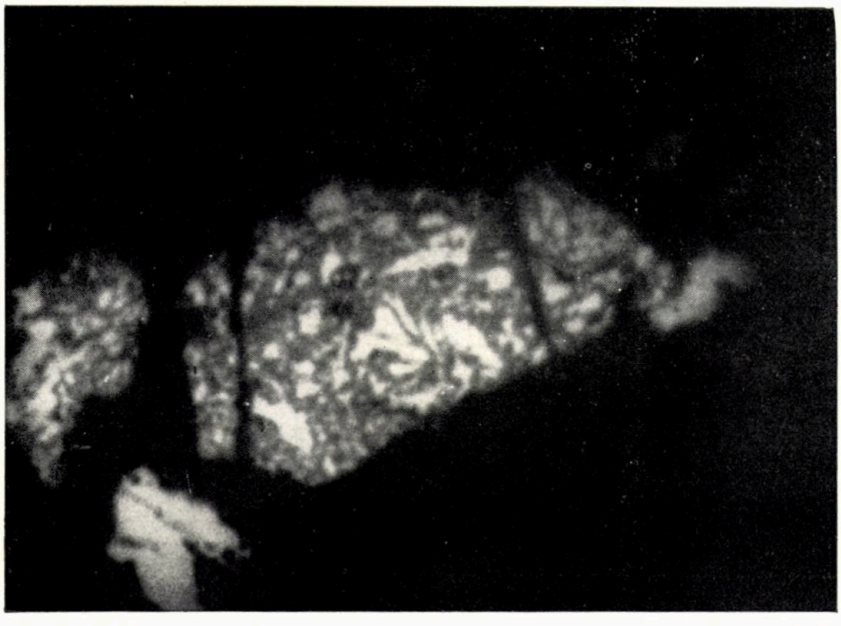


Fig. 10. — Gura-Văii. Grăunte de pentlandit (alb) cu treceri bruște la concreșteri grafice de tip eutectic pentlandit-magnetit (cenușiu) localizat în magnetit I. Negru = silicați (imersie în ulei; 2000 ×).

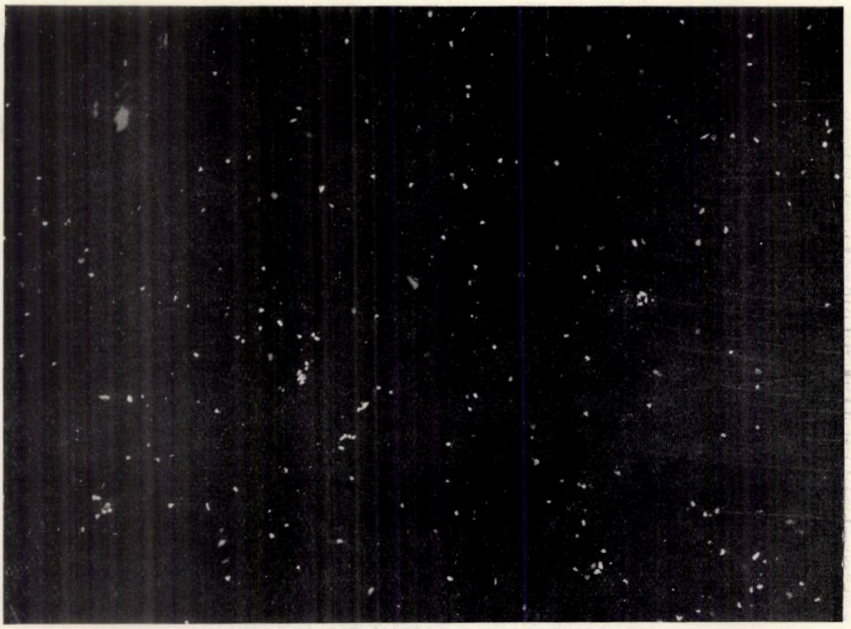


Fig. 11. — Munții Sebeșului — Dealul Negru. Pentlandit (alb) în grăunți liberi răspîndiți în silicați (negru), prezentînd un ansamblu cu aspect de „cer înstelat" (150 ×).

Fig. 12. — Munții Perșani. Millerit (alb) cu contur dințat asociat cu grăunți de magnetit II (cenușiu) dispuși în șiruri paralele. Negru = silicați (imersie în ulei; 1800 ×).

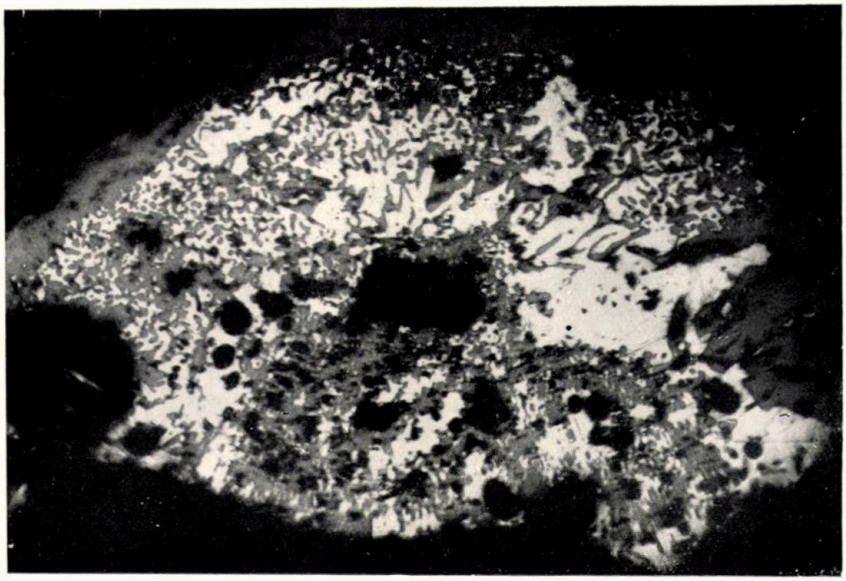


Fig. 13. — Topitură experimentală din sistemul Fe—Ni—S—O, la 1 000°, în atmosferă de azot ; răcire lentă. Magnetit (cenușiu) și pentlandit (alb) formînd un eutectic ce apare clar în jumătatea superioară a figurii. Inelul de magnetit de la marginea grăuntelui este rezultat probabil prin oxidarea parțială a fierului din sulfura topită. Structura eutectică este comparabilă cu cele observate în serpentinele cercetate (pl. V, fig. 9 și 10). Negru = pori (200 ×).

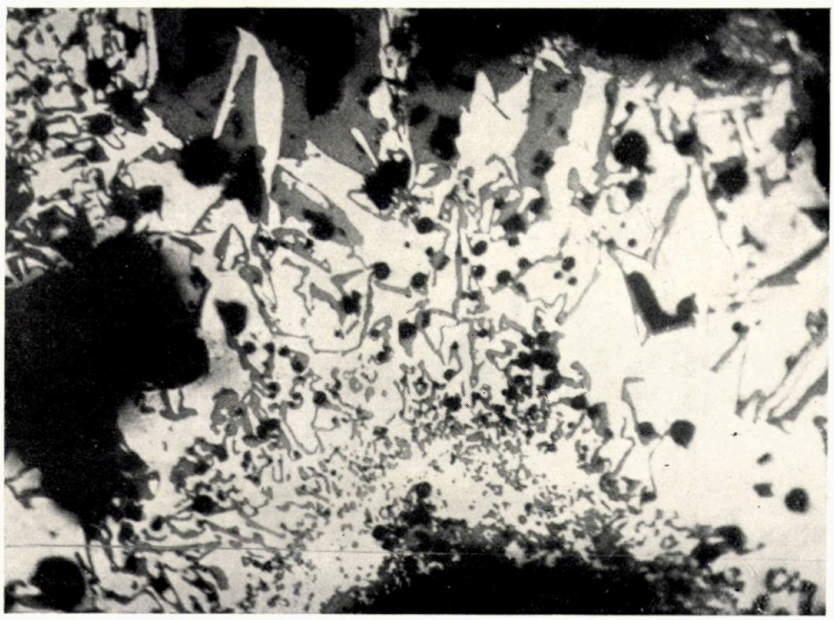


Fig. 14. — Topitură experimentală din sistemul Fe—Ni—S—O (în aceleași condiții ca și cele din fig. 13). Pentlandit (alb) în asociație cu magnetit (cenușiu). Asociația obținută sugerează oxidarea parțială și orientată a pentlanditului în magnetit, de la margine spre interiorul grăuntelui, precum și în jurul porilor (negru). Ea se aseamănă cu inelele și rețelele orientate de magnetit cu pentlandit din serpentine (pl. I, fig. 1 și 2) (200 ×).

zit, apoi magnetit II, martit, bravoit, millerit, calcozină şi covelină. Această parageneză, fără millerit, este valabilă numai pentru iyirile de roci ultrabazice serpentinizate din Munţii Sebeşului; pentru alte regiuni se reduce la silicaţi de neoformaţie, magnetit II, martit şi bravoit, ± millerit.

4. Referitor la modul de prezentare a nichelului în rocile cercetate, rezultatele obţinute ne permit să precizăm că el se găseşte în parte ca sulfuri — pentlandit, bravoit şi millerit — în parte ca substituent izomorf al magneziului bivalent şi fierului bivalent din reţeaua silicaţilor feromagnezieni primari, precum şi a celor rezultaţi din transformarea acestora prin serpentinizare.

Sulfurile de fier şi nichel sînt incluse de obicei în magnetit I şi mai rar libere în masa de silicaţi; ordinul de mărime al grăunţilor de sulfuri este miimi, rareori sutimi sau zecimi de mm.

5. Privitor la migraţia elementelor în magma iniţială, cercetările noastre au urmărit în special Ni, Fe, Cu şi S.

În ceea ce priveşte nichelul, repartiţia lui între topitura de sulfuri şi aceea de silicaţi este condiţionată de conţinutul în sulf al magmei, care a fost variabil în diferitele iviri de roci serpentinice, dar întotdeauna redus şi în cantitate mai mică decît nichelul. Calcofilia mai ridicată a nichelului decît a fierului face ca primul să treacă în sulfuri pînă la epuizarea cantităţii totale de sulf, ceea ce explică lipsa aproape completă a pirotinei.

Cuprul, deşi mai calcofil decît nichelul şi fierul, nu joacă un rol prea important în captarea sulfului, deoarece se găseşte în cantităţi cu totul subordonate faţă de celelalte metale.

Elementele calcofile : cuprul, nichelul şi fierul au format o sulfură complexă $(Fe_m\ Ni_n\ Cu_p)_x\ S_y$ imiscibilă cu topitura de silicaţi. Cu scăderea temperaturii şi în prezenţa unor agenţi oxidanţi o bună parte din fierul sulfurii complexe trece în magnetit. Restul de sulfură suferă un dezamestec ce duce la separarea de pentlandit şi calcopirită, în concreşteri orientate, caracteristice pentru desfacerile de soluţii solide. Puţina pirotină formată a reacţionat probabil cu calcopirita, formînd valleriit sau cubanit (9).

Privitor la formarea magnetitului I, după experienţele noastre, se pare că s-ar produce prin oxidarea parţială a fierului din topitura de silicaţi şi din sulfura complexă. În acelaşi timp se formează — la temperatură ridicată — o soluţie solidă pentlandit-magnetit care, prin răcire, dă naştere unor structuri eutectice, întîlnite deopotrivă în decursul experienţelor ca şi în natură.

6. Precizarea modului de prezentare a nichelului în rocile ultrabazice serpentinizate din R.P.R. poate fi folosită pentru valorificarea raţională şi complexă a acestor roci pentru magneziu, nichel şi fier. De altfel studiile noastre au şi fost folosite pentru elaborarea de procedee tehnologice adecvate acestui scop.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ НИКЕЛЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫХ ПОРОД РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

РЕЗЮМЕ

При рассмотрении различных форм проявления никеля в ультраосновных серпентинизированных породах Румынии, авторы пришли к следующим выводам:

Ультраосновные серпентинизированные породы всегда содержат незначительное количество никеля, и, следовательно, этот металл является неизменным составным элементом основных магм.

Никель частично присутствует в виде сульфидов (пентландит, миллерит, бравоит), частично же изоморфно замещает двувалентный магний и двувалентное железо в сетке первичных ферромагнезиальных силикатов, сохраняясь также и в продуктах серпентинизации этих последних. Размеры сульфидов железа и никеля — микронные и только в редких случаях достигают нескольких десятых мм. Они обычно включены в магнетите I и реже встречаются в свободном состоянии в массе силикатов.

Среди остальных рудных минералов упоминаются: хромит, магнетит I и II, ильменит, халькопирит, валлериит, кубанит, пирротин (спорадически).

Халькофильные элементы: медь, никель и железо присутствовали в основной магме в виде комплексных сульфидов $(Fe_m Ni_n Cu_p)_x S_y$ в жидком состоянии, не смешиваются с силикатным раствором; при падении температуры и под действием окисляющих агентов большая часть железа из состава комплексных сульфидов была превращена в магнетит I, который совместно с пентландитом образовал эвтектические структуры (процесс, проверенный экспериментально). Из остальных сульфидов, в процессе распада, выделились пентландит и халькоперит, в виде ориентированных сростков, характерных для распада твердых растворов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 1. — Горы Себеш — Рэшинарь. Сетка, ориентированная по (III), и кольцо магнита I (темно-серое), тесно сросшееся с пентландитом (белое), в начальной стадии превращения в бравоит (светло-серое). Черное — силикаты (иммерсия; 500 ×). Микрофотоснимки аншлифов в проходящем свете без травления реагентами.

Рис. 2. — Банат. Магнетит I (светло-серое) в тесной ассоциации с пентландитом (белое), различной формы; расположенный по соседству хромит не содержит сульфидов никеля (иммерсия; 200 ×).

Таблица II

Рис. 3. — Горы Себеш — Рэшинарь. Пирротин, включенный в двух компонентах (серое, различных сливающихся оттенков), в ассоциации с пентландитом (белое), в котором наблюдается валлериит (темно- и светло-серое в результате анизотропии), в виде ориентированных вермикулитовых включений и зерен. Кольцо магнетита I более не наблюдается из-за контраста, полученного для пирротина (с иммерсией; неполностью скрещенные николи; 1000 ×).

Рис. 4. — Гура-Вэий. Центральная часть скелетического зерна магнетита I (серое), с ориентированными сростками (твердый распад или эвтектически) пентландита (белое) и силикатов (черное) (иммерсия; 2000×).

Таблица III

Рис. 5. — Горы Себеш — Рэшинарь. Структура твердого распада пентландита (белое), халькопирита (светло-серое) и валлериита (тонкие вермикулитовые включения темно-серого цвета). В верхней части фотоснимка наблюдаются более крупные выделения валлериита. Черное — магнетит I и силикаты (иммерсия; неполностью скрещенные николи; 1200×).

Рис. 6. — Горы Себеш — Рэшинарь. Структура твердого распада, аналогичная предыдущей (рис. 5), но без валлериита (иммерсия; 1000×).

Таблица IV

Рис. 7. — Горы Себеш — Рэшинарь. Структура твердого пентландита (белое) и валлериита (темно-серое, различных оттенков в результате анизотропии). Слева — реликт пирротина (светло-серое). Черное — магнетит и силикаты (иммерсия; николи скрещены неполностью; 1000×).

Рис. 8. — Горы Першань — Вэргиш. Пентландит (белое) в различных стадиях превращения в бравоите (серое). Черное — силикаты (иммерсия; 1800 ×).

Таблица V

Рис. 9. — Гура-Вэий. Эвтектическая структура пентландита (белое) — магнетит (серое). Черное — магнетит и силикаты. Аналогичные структуры получены экспериментально (табл. VII, рис. 13) (иммерсия; 2000×).

Рис. 10. — Гура-Вэий. Зерно пентландита (белое) с резкими переходами к графической структуре эвтектического типа пентландит-магнетит (серое) в магнетите I. Черное — силикаты (иммерсия; 2000×).

Таблица VI

Рис. 11. — Горы Себеш — Дялул Негру. Пентландит (белое) в виде отдельных зерен, рассеянных в силикатах (черное), напоминающие в общей сложности „звездное небо" (150×).

Рис. 12. — Горы Першань. Миллерит (белое) с зазубренными краями, а ассоциации с зернами магнетита II (серое), расположенными параллельными рядами. Черное — силикаты (иммерсия; 1800×).

Таблица VII

Рис. 13. — Экспериментальный расплав системы Fe—Ni—S—O, полученный при температуре в 1000° в азотной атмосфере с постепенным охлаждением. Магнетит (серое) и пентландит (белое), образующие эвтектическую структуру, ясно наблюдающуюся в верхней части фотоснимка. Кольцо магнетита на периферии зерна образовалось, вероятно, в результате частичного окисления железа, присутствовавшего в расплавленном сульфиде. Эвтектическая структура сравнима со структурами исследованных серпентинов (табл. V, рис. 9 и 10). Черное — поры (200×).

Рис. 14. — Экспериментально полученный расплав системы Fe—Ni—S—O (в указанных выше условиях). Пентландит (белое) в ассоциации с магнетитом (серое). Полученная структура наводит на мысль о частичном и ориентированном окислении пентландита, включенного в магнетите, развивающимся от периферии к центру зерна, а также и около пор (черное). Наблюдаемая структура напоминает кольца и ориентированные сетки, образуемые магнетитом и пентландитом в серпентинах (табл. I рис. 1 и 2) (200×).

QUELQUES ASPECTS DE LA GÉOCHIMIE DU NICKEL DANS LES ROCHES ULTRABASIQUES SERPENTINISÉES DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

RÉSUMÉ

Après avoir examiné les formes sous lesquelles le nickel se présente dans les roches ultrabasiques serpentinisées de la République Populaire Roumaine, les auteurs relèvent que:

Les roches ultrabasiques serpentinisées contiennent toujours de petites quantités de nickel, ce qui signifie que ce métal est un constituant permanent des magmas basiques.

Le nickel se trouve, en partie, sous la forme de sulfures (pentlandite, millérite, bravoïte) et, en partie, comme substituant isomorphe du magnésium bivalent et du fer bivalent du réseau des silicates ferromagnésiques primaires, et persiste dans leurs produits de serpentinisation. Les sulfures de fer et de nickel, dont la grosseur est de l'ordre du micron, et rarement du dixième de millimètre, sont d'ordinaire inclus dans la magnétite I et, moins souvent, libres, dans la masse de silicates.

D'autres minéraux métalliques, dont on constate encore la présence, sont : la chromite, les magnétites I et II, l'ilménite, la chalcopyrite, la valleriite, la cubanite et la pyrrhotine (sporadiquement).

Les éléments calcophiles, Cu, Ni et Fe, ont formé, dans le magma basique, un sulfure complexe $(Fe_m Ni_n Cu_p)_x S_y$ à l'état liquide, immiscible avec les silicates fondus. La baisse de la température et la présence de certains agents oxydants ont déterminé la transformation d'une grande partie du fer, contenu dans le sulfure complexe, en magnétite I, ce qui, en association avec la pentlandite, a engendré des structures eutectiques (processus vérifié par voie expérimentale). Le reste du sulfure a subi une

décomposition, se séparant de la pentlandite et de la chalcopyrite en concrescences orientées, caractéristiques de la désintégration des solutions solides.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Fig. 1. — Monts de Sebeş — Răşinari. Réseau orienté (111) et anneau de magnétite I (gris foncé), en concrescence intime avec de la pentlandite (blanc), avec un commencement de transformation en bravoïte (gris clair). En noir — silicates (immersion à l'huile ; 500 ×). Toutes les microphotographies ont été prises sur des sections polies, non attaquées par des réactifs, à la lumière naturelle.

Fig. 2. — Banat. Magnétite I (gris foncé) en association intime à la pentlandite (blanc) sous des formes variées ; la chromite adjacente ne contient pas de sulfures de nickel (immersion à l'huile ; 200 ×).

Planche II

Fig. 3. — Monts de Sebeş — Răşinari. Pyrrhotine formée de deux composants (en gris, de nuances très rapprochées), associée à la pentlandite (blanc), dans laquelle apparaît la valleriite (gris foncé et clair — à cause de l'anisotropie) sous la forme de vermiculations orientées et de grains. On ne voit plus l'anneau de magnétite I, à cause du contraste que l'on a cherché à obtenir pour la pyrrhotine (mmersion à l'huile ; nicols incomplètement croisés ; 1 000 ×).

Fig. 4. — Gura-Văii. Partie centrale d'un grain squelettique de magnétite I (gris) recélant des concrescences orientées (décomposition de la solution solide ou eutectique) de pentlandite (blanc) et des silicates (noir) (immersion à l'huile ; 2 000 ×).

Planche III

Fig. 5. — Monts de Sebeş — Răşinari. Structure de décomposition de la solution solide en pentlandite ((blanc), chalcopyrite (gris clair) et valleriite (vermiculations fines, gris foncé). A la partie supérieure de la figure, on observe également de plus grandes séparations de valleriite. La magnétite I et les silicates ressortent en noir (immersion à l'huile ; nicols incomplètement croisés ; 1 200 ×).

Fig. 6. — Monts de Sebeş — Răşinari. Structure de séparation similaire à celle de la figure 5, mais sans valleriite (immersion à l'huile ; 1 000 ×).

Planche IV

Fig. 7. — Monts de Sebeş — Răşinari. Structure de décomposition de la solution solide en pentlandite (blanc) et valleriite (gris foncé — de diverses nuances par suite de l'anisotropie). A la partie gauche de la figure, un reste de pyrrhotine (gris clair). En noir — magnétite et silicates (mmersion à l'huile ; nicols incomplètement croisés ; 1 000 ×).

Fig. 8. — Monts Perşani — Vîrghiş. Pentlandite (blanc) à divers stades de transformation en bravoïte (gris). En noir — silicates (immersion à l'huile ; 1 800 ×).

Planche V

Fig. 9. — Gura-Văii. Structure eutectique pentlandite (blanc) — magnétite (gris). En noir — magnétite et silicates. La structure est similaire à la structure synthétique obtenue par voie expérimentale (pl. VII, fig. 13) (immersion à l'huile ; 2 000 ×).

Fig. 10. — Gura-Văii. Grain de pentlandite (blanc), avec des transitions brusques, en concrescences graphiques du type eutectique, pentlandite (blanc) — magnétite (gris), localisé dans la magnétite I. En noir — silicates (immersion à l'huile ; 2 000 ×).

Planche VI

Fig. 11. — Monts de Sebeş — Dealul Negru. Pentlandite (blanc) sous forme de grains libres, disséminés dans des silicates (noir), présentant un ensemble à l'aspect de «ciel étoilé» (150 ×).

Fig. 12. — Monts Perşani. Millérite (blanc) au contour dentelé, associée à des grains de magnétite II (gris), disposés en rangs parallèles. En noir — silicates (immersion à l'huile ; 1 800 ×).

Planche VII

Fig. 13. — Minéraux du système Fe—Ni—S—O fondus, expérimentalement, à 1 000°C, dans une atmosphère d'azote ; refroidissement lent. Magnétite (gris) et pentlandite (blanc) formant un eutectique, qui apparaît clairement à la partie supérieure de la figure. L'anneau de magnétite aux bords du grain est probablement dû à l'oxydation partielle du fer contenu dans le sulfure fondu. La structure eutectique est comparable avec les structures observées dans les serpentines étudiées (pl. V, fig. 9 et 10). En noir — pores (200 ×).

Fig. 14. — Minéraux du système Fe—Ni—S—O fondus (dans les mêmes conditions que ci-dessus). Pentlandite (blanc) associée à de la magnétite (gris). La structure obtenue suggère l'oxydation partielle et orientée de la pentlandite, en magnétite, à partir des bords vers l'intérieur du grain, ainsi qu'autour des pores (noir). La structure ressemble aux anneaux et aux réseaux orientés de magnétite à pentlandite des serpentines (pl. I, fig. 1 et 2) (200 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. Бетехтин А. Г., *Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования, Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*, Изд. Акад. Наук СССР, Москва 1955.
2. Borchert H., *Über Entmischungen im System Cu—Fe—S und ihre Bedeutung als geologische Thermometer*, Chemie der Erde, 1934, **9**.
3. Codarcea Al., *Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes-de-Fer (Vîrciorova)*. C.R. Sc. de l'Inst. Géol. Roum., 1934, **XXII**.
4. Dumitrescu R., *Asupra unor roci eruptive bazice şi ultrabazice din nordul munţilor Perşani*, Comunicările Acad. R.P.R., 1957, **VII**, *2*.
5. Edwards A.B., *Textures of the ore minerals and their significance*, Australian Institute of mining and metallurgy, Melbourne, 1947.
6. Ферсман А. Е., *Геохимия*, Государственное научно-техническое издательство химической литературы, Ленинград, 1939, **IV**.
7. Genkin A.D., *Einige Eigentümlichkeiten des inneren Baues der Magnetkieskörner aus Kupfer-Nickelsulfidlagerstätten*, Izv. Akad. Nauk SSSR, Geol. Ser. 2, Moskva, 1955 (Zentralblatt für Mineralogie, 1956, partea a II-a, 2/3).
8. Goldschmidt M.V., *Geochemistry*, Londra, 1954.
9. Hewitt L.R., *Experiments bearing on the relation of pyrrhotite to other sulphides*, Economic Geology, 1938, *33*.
10. Hawley E. J., Colgrove L. G. a. Zurbrigg F. H., *The Fe—Ni—S System*, Economic Geology, 1943, **5**, *38*.
11. Жуско С. А., *Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете*, Государственное издательство геологической литературы, Москва, 1949.
12. Merwin E.H. a. Lombard H.R., *The System Cu-Fe-S*, Economic Geology, Supp., 1937, *32*.

13. NEWHOUSE H.W., *The equillibrium diagram of pyrrhotite and pentlandite and their relations in natural occurrences.* Economic Geology, 1927, *22.*
14. ОЛШАНСКИЙ И. И., *О растворимости сернистого железа в железистых силикатных расплавах*, Докл. АН СССР, 1947, *9.*
15. PALACHE CH., BERMAN H. a. FRONDEL C., *The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana*, New York, 1946, **I.**
16. PAVELESCU L., *Cercetări geologice şi petrografice în munţii Sebeş*, An. Com. geol., 1955, *28.*
17. PETRULIAN N., *Étude chalcographique des chromites du Banat*, Bul. Soc. rom. geol., 1935, **II.**
18. PETRULIAN N. şi STECLACI L., *Contribuţii la studiul serpentinelor nichelifere din R.P.R. — Serpentinele din Banat*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1954, **VII**, *3.*
19. — *Le nickel dans les roches ultrabasiques serpentinisées des monts Sebeş (Carpates méridionales)*, Rev. de géol. et de géogr., 1958, **II**, *2.*
20. — *Studiul serpentinelor nichelifere din nordul munţilor Perşani*, în *Omagiu lui Traian Săvulescu*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1959.
21. RAMDOHR P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin, 1955.
22. САУКОВ А.А., *Геохимия*, Государственное издательство геологической литературы, Москва, 1951.
23. SCHNEIDERHÖHN H. u. RAMDOHR P., *Lehrbuch der Erzmikroskopie*, Berlin, 1931.

DATE NOI ASUPRA FUNDAMENTULUI CRISTALIN AL PODIȘULUI MOLDOVENESC ȘI DOBROGEI

DE

V. IANOVICI și D. GIUȘCĂ

Comunicare prezentată de academician AL. CODAREEA în ședința din 12 iulie 1960

Prin lucrările de foraj executate în ultimii ani pe teritoriul R.P.R. s-au obținut primele date asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc, asupra continuării spre nord-vest a formațiunilor cristaline din Dobrogea de nord și asupra fundamentului cristalin din partea de sud a Dobrogei. Aceste informații oferă posibilitatea de a paraleliza parte din șisturile cristaline întîlnite, cu unele formațiuni ale masivului ucrainean, care se continuă spre vest, pe teritoriul țării noastre.

Pe meridianul orașului Iași, cristalinul a fost interceptat la adîncimea de 900—1 000 m. Formațiunile sedimentare acoperitoare cuprind miocenul (besarabian, volhinian, buglovian și tortonian), gotlandianul și ordovicianul. Complexul cristalin este alcătuit lîngă Iași din paragnaise plagioclazice (fig. 1) cu granat și sillimanit, avînd în general granulație mijlocie și o culoare cenușie închis. Cuarțul, oligoclazul, biotitul și almandinul sînt componentele obișnuite; sillimanitul este întîlnit mai rar. Structura este de regulă granoblastică: cuarțul și feldspatul în granule rotunjite sînt prinse între lamele de biotit. Sînt și gnaise în care îngrămădirea biotitului în fîșii înguste accentuează șistuozitatea. Granatul este rareori în porfiroblaste, cu incluziuni de cuarț și biotit, a căror îngrămădire dă granatului un aspect scheletic. Conținutul în biotit variază între 10 și 30%.

Acest pachet este injectat cu gnaise leucocrate, variate, larg cristalizate, unele chiar pegmatoide. Sînt gnaise cu oligoclaz, în care microclinul este cu totul subordonat și în care se găsesc rare cristale de almandin, gnaise cu microclin care conțin și puțin muscovit (fig. 2), și gnaise cu microclin și plagioclaz (fig. 3). Oligoclazul are o deasă maclație polisintetică. Fenomene de albitizare se trădează prin rețeaua pseudopertitică densă și prin înlocuirea parțială a oligoclazului.

O imagine deosebită se întîlnește în forajul de la Todireni, cu circa 60 km spre nord-vest, unde de asemenea intrarea în fundament

s-a făcut la circa 1 000 m şi care a străbătut peste 500 m în complexul cristalin. Şi aici fondul este alcătuit din paragnaise şi micaşisturi granatifere în care a fost observat sillimanitul şi, excepţional, andaluzitul. Predominante sînt însă gnaisele oculare, alburii sau roz, rar roşii (fig. 4, 5 şi 6). Ochiurile de microclin ating 2—3 cm. Sînt gnaise cuarţo-feldspatice, în care biotitul este subordonat sau chiar absent. Şuviţe de albit sînt aproape întotdeauna prezente în microclin. Abundenţa şi dispoziţia lor pledează pentru un proces de albitizare.

În partea de sud a Moldovei, pe paralela oraşului Galaţi, au fost executate de asemenea o serie de foraje, dintre care cele estice au intrat în fundamentul cristalin la adîncimi cuprinse între 300 şi 700 m. Pachetul de sedimente aparţine levantinului şi dacianului. Spre vest, grosimea pachetului creşte foarte mult, iar profilul se completează cu depozite meotice, sarmatice şi chiar cretacice, fără ca forajele să atingă fundamentul cristalin [1].

Fundamentul cristalin întîlnit în forajele din jurul oraşului Galaţi este constituit din două serii : seria cu filite, şisturi cloritoase cuarţoase, cuarţite, porfiroide şi seria cu gnaise, micaşisturi, şisturi amfibolice injectate cu pegmetite şi străbătute de granite cu microclin şi diorite cuarţifere. [2])

În vecinătatea Măcinului apare la zi un complex format din cuarţite, micaşisturi epidotice, şisturi amfibolice cu epidot şi amfibolite granatifere, injectate de granite şi pegmatite ; la contactul cu granitele de Pricopan sînt cornificate. Roci asemănătoare se întîlnesc şi mai spre sud, în Dealul Magina şi dealurile din vecinătatea Cernei. Pe o suprafaţă redusă, la sud-vest de Camena se întîlnesc micaşisturi granatifere, cu intercalaţii de amfibolite, străbătute de numeroase filoane de cuarţ cu ortoză. Considerăm că toate aceste formaţiuni aparţin faciesului amfibolitelor epidotice. Un alt complex format din cuarţite, filite, şisturi sericitoase şi cloritoase, porfiroide, şisturi clorito-sericitoase cu albit şi şisturi amfibolice cu frecvente structuri blastodetritice, ocupă suprafeţe mai importante, întîlnindu-se în regiunile Văcăreni — Jijila, în Dealurile Amzalar şi Boclugea şi la sud de Altîn-Tepe. Toate aceste roci sînt metamorfozate în faciesul şisturilor verzi (2), (3), (7).

În Dobrogea sudică, imediat la nord-vest de oraşul Constanţa, lucrări de foraje pentru explorarea unei puternice anomalii magnetice au pus în evidenţă succesiunea : sarmatic, cretacic, jurasic, şisturi cristaline. Şisturile cristaline, interceptate la circa 500 m, au fost cercetate pe o adîncime de aproape 1 000 m.

Complexul de şisturi cristaline are o dispoziţie aproape verticală şi prezintă caractere petrografice destul de deosebite faţă de rocile cunoscute în partea nordică a Dobrogei. Datorită înclinării mari, profilele de foraj au interceptat numai un pachet cu o grosime de circa 500 m. Acesta cuprinde cuarţite, micaşisturi, paragnaise cu microclin şi albit, şisturi

[1]) Th. Dăneţ şi I. Drăghici, *Observaţii petrografice asupra rocilor ce alcătuiesc fundamentul regiunii la nord şi nord-vest de Galaţi*, Com. Ses. stratif. a Univ. „C.I. Parhon", 1958.
N. Grigoraş şi Th. Dăneţ, *Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene*, Com. Ses. şt. a Univ. „C.I. Parhon", 1959.

[2]) Th. Dăneţ şi I. Drăghici, *op. cit.*

amfibolice și piroxenice și, sporadic, calcare. Îndeosebi șisturile amfibolice au o textură rubanată pronunțată, cu fîșii uneori milimetrice. Magnetitul se asociază în proporții variabile acestor parageneze accentuînd textura rubanată a rocilor. Într-un profil transversal pe direcția presupusă NV—SE, șisturile amfibolice formează pachete bine individualizate, cu grosimi de cîteva zeci de metri, dar se prezintă și ca intercalații subțiri în masa cuarțitelor, mai rar în micașisturi.

În micașisturi se asociază de regulă biotit brun și muscovit. Alamandinul este aproape totdeauna prezent, în unele fîșii constituind mineralul predominant. Sillimanitul este frecvent, andaluzitul relativ rar. Structura este de regulă porfiroblastică prin dezvoltarea largă a biotitului, almandinului și andaluzitului într-o masă de cuarț, biotit și muscovit intim concrescute, în care grafitul dă structuri helicitice cu un desen neregulat.

Cristalele largi de biotit înglobează deseori granule de cuarț și lamele de muscovit. Rețeaua sagenitică este densă în cristalele ce arată început de cloritizare; rutilul formează însă și mici grupe stelate. Almandinul formează cristale perfect idiomorfe sau rotunjite, atingînd 1—2 mm diametru; cristalele sînt adesea îngrămădite în fîșii înguste, ceea ce face și mai pronunțată textura rubanată a rocii. Sillimanitul alcătuiește de regulă fascicule ușor divergente, localizate și în cristalele de biotit sau andaluzit. Se observă de asemenea și în ace izolate, răspîndite în masa rocii. În varietățile cu andaluzit, acesta se asociază mineralelor descrise formînd porfiroblaste ce ating 5 mm. Se observă mai multe aspecte ale transformării andaluzitului, care progresează fie de-a lungul suprafețelor de clivaj cu tendința formării unui cristal unic de muscovit, fie pe crăpături transversale. Vinișoarele regulate în acest din urmă caz au o structură complexă căci zona lor marginală, foarte fină, este alcătuită din disten (refringență net superioară andaluzitului; $\Delta = 0{,}014$, extincție asimetrică, în secțiuni de birefringență maximă de 1,1/2°). Muscovitul format migrează mai departe și pe suprafețele de contact ale granulelor de cuarț sau pe crăpăturile acestora.

Grafitul este abundent, în mărunte cristale hexagonale, a căror îngrămădire dă structuri helicitice cu un desen neregulat. În prezența grafitului cristalele de cuarț sînt mult reduse.

Șisturile cuarțo-albitice mărunt cristalizate, cu structura granoblastică formează intercalații subțiri; caracterul lor fiziografic amintește de unele tipuri de leptite.

Șisturile amfibolice și cuarțitele asociate arată o mare varietate paragenetică și structurală. În ansamblu sînt șisturi amfibolice cu granat și magnetit, cu o variație extremă în raporturile dintre constituenți, mergînd pînă la alternanțe de cuarțite amfibolice cu fîșii formate aproape exclusiv din amfiboli sau amfiboli și granați. Participarea magnetitului este un alt factor de largă variabilitate, deoarece magnetitul poate lipsi sau reprezintă mineralul dominant în unele fîșii. Cu toată această variație largă, pe pachete groase, conținutul mediu în magnetit este atît de ridicat încît rocile ajung la aproape 30% Fe.

Un al treilea factor care explică infinita variație fiziografică a acestor roci este natura amfibolului. Acesta poate fi hornblendă verde-

albastră, actinot, cumingtonit sau antofilit. Cumingtonitul este larg răspîndit în rocile cercetate (fig. 7 și 8), constituind deseori singurul component amfibolic al acestor roci. Formează prisme incolore sau gălbui-brune cu policroism abia perceptibil, în asociații frecvent polisintetice după (100).

$$\measuredangle c.ng. = 14 - 15°, \qquad \Delta = 0{,}036, \ 2V \text{ mare}, \ np = 1{,}66.$$

Hornblenda verde se asociază uneori amfibolilor feromagnezieni. Granatul alcătuiește de regulă aglomerări de cristale rotunjite sau idiomorfe care dau rocii un aspect porfiroblastic. Biotitul verde sau măsliniu este relativ rar în aceste șisturi amfibolice. Au fost totuși observate șisturi cumingtonitice cu biotit și chiar micașisturi amfibolice.

În pachetul de șisturi amfibolice se găsesc intercalate fîșii de șisturi piroxenice granatifere. Piroxenul este un augit verzui, excepțional omfacit. Paralel cu variația mineralogică structura se modifică : granoblastică în cuarțite, cuarțite cu magnetit, devine nematoblastică în fîșiile amfibolice sau granonematoblastică în cazul asocierii tuturor mineralelor.

Paragenezele menționate arată metamorfismul corespunzător părții superioare a faciesului amfibolitelor.

Poziția facială nu poate reieși cu precizie din asociația șisturilor amfibolice, care este stabilă atît în faciesul amfibolitelor cît și în partea superioară a faciesului amfibolitelor epidotice. Prezența frecventă a sillimanitului este însă concludentă pentru partea superioară a faciesului amfibolitelor. În roci cu o proporție ridicată de fier față de magneziu, asociația sillimanitului cu almandinul rămîne stabilă în condițiile celui mai intens metamorfism în cadrul acestui facies. Această poziție facială diferențiază șisturile cristaline de la Palazu de rocile similare cunoscute în Dobrogea nordică : cuarțite, micașisturi, șisturi amfibolice și amfibolite, în care prezența constantă a epidotului indică un regim de metamorfism mai puțin intens.

Seria de Palazu derivă dintr-un complex de sedimente : gresii cuarțitice, șisturi argiloase, marne și într-o măsură redusă calcare. Abundența fierului este legată de faciesuri feruginoase corespunzătoare tuturor acestor sedimente, învederînd suprapunerea unor depuneri de oxizi de fier o dată cu formarea acestei serii detritice.

Rezumînd aceste observații, constatăm că în fundamentul Podișului Moldovenesc și al Dobrogei se pot distinge în prezent patru complexe cristaline. Primul este constituit din paragnaise oligoclazice cu sillimanit, injectate cu gnaise oligoclazice sau cu microclin, și din gnaise oculare. Cel de-al doilea cuprinde principal micașisturi cu granat (fig. 9), andaluzit și sillimanit (fig. 10), avînd intercalații de șisturi amfibolice și piroxenice cu magnetit și de cuarțite cu magnetit. Cel de-al treilea cuprinde cuarțite, micașisturi epidotice, șisturi amfibolice cu epidot, străbătute de ortognaise și pegmatite. În cel de-al patrulea intră roci variate slab metamorfozate.

Primul complex se aseamănă îndeaproape cu unele din formațiunile vechi, cunoscute în masivul ucrainian și care pe întinderi mari arată o remarcabilă uniformitate (5). Astfel paragnaisele descrise pot fi paralelizate cu gnaisele granatobiotitice din complexul gnaiselor vechi care sînt

Fig. 1. — Gnais plagioclazic cu biotit. Iași (5 ×).

Fig. 2. — Gnais cu microclin și muscovit. Iași (7×).

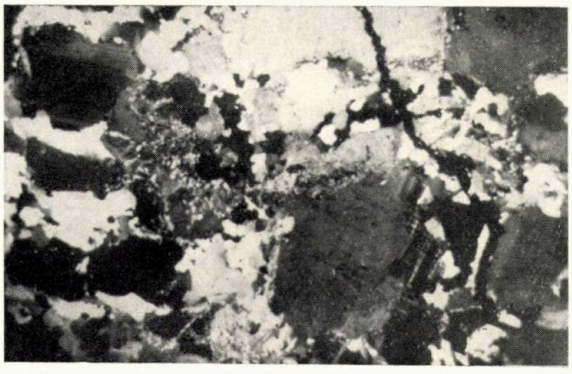


Fig. 3. — Gnais cu microclin și oligoclaz. Iași (4 ×).

Fig. 4. — Gnais ocular. Todireni (5 ×).

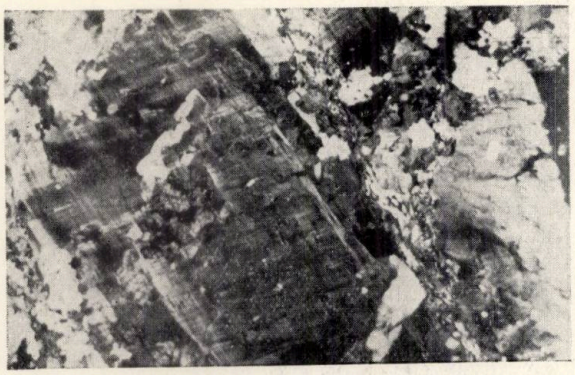


Fig. 5. — Gnais ocular. Todireni (8 ×).

Fig. 6. — Gnais ocular. Todireni (4 ×).

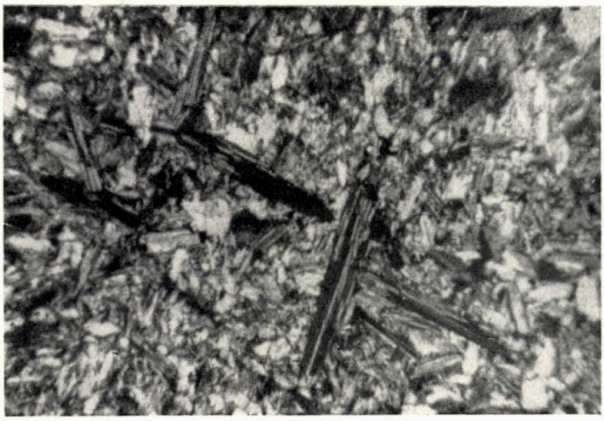


Fig. 7. — Şist cumingtonitic (nicoli +) (20 ×).

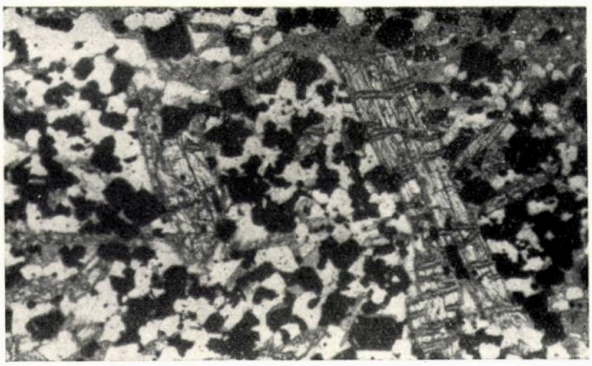


Fig. 8. — Şist cumingtonitic cu magnetit (nicoli ∥) (20).

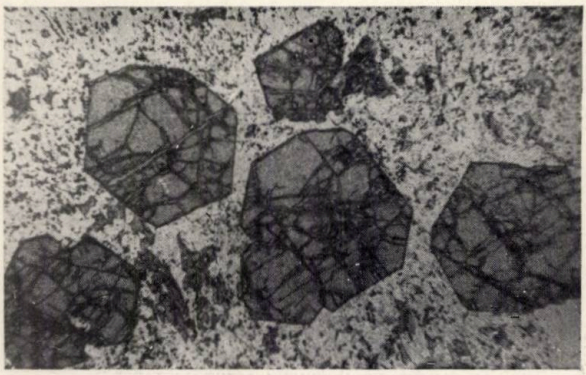


Fig. 9. — Micaşist cu granaţi (nicoli ‖) (20 ×).

Fig. 10. — Cristal de andaluzit în micaşist cu andaluzit şi sillimanit (nicoli ‖) (20 ×).

de regulă injectate şi migmatitizate. Lîngă Jitomir şi în alte părţi, aceste gnaise conţin sillimanit şi grafit. În Volînia, K. Smulikovski (9) descrie grupul gnaisic ca tipuri migmatice şi intruziuni variate de tipul Korzec asemănătoare, după noi, rocilor întîlnite în forajele din vecinătatea oraşului Iaşi.

Datele de care dispunem sînt încă insuficiente pentru a paraleliza seriile cristaline din sudul Podişului Moldovenesc şi din Dobrogea cu formaţiunile blocului ucrainean. Dacă ţinem însă seama că în peninsula Scandinavă s-a separat, în arhaic, o serie superioară cu micaşisturi, şisturi amfibolice, cuarţite şi minereuri de fier (seria de Sydvaranger) care pare a avea corespondent în formaţiunile arhaice ale blocului ucrainean, sîntem înclinaţi să paralelizăm complexul cristalin de la Palazul-Mare cu această serie superioară din arhaicul scandinav sau cu seria de la Kursk (1), (6), (8).

În ceea ce priveşte seria epizonală din Dobrogea şi din sudul Podişului Moldovenesc, ea a fost paralelizată de G. Murgoci cu seria de la Inguleţ (seria de Krivoi-Rog) (4), (10).

Seria de cuarţite, micaşisturi şi şisturi amfibolice cu epidot din Dobrogea de nord este mai greu de paralelizat cu anumite formaţiuni din blocul ucrainean ; ea este acoperită de seria epizonală, pe care noi o considerăm precambriană tînără.

Elementele noi rezultate din studiul lucrărilor de foraj arată larga extindere spre vest a fundamentului cristalin din blocul ucrainean faţă de datele anterioare, prin care aceste formaţiuni cristaline erau cunoscute numai pînă în valea Nistrului. Considerăm de asemenea că aceste fapte noi scot şi mai bine în evidenţă că la începutul paleozoicului, spaţiul dobrogean şi sudul Podişului Moldovenesc se integrau în Platforma Rusă şi sugerează ca element structural important al acestei platforme, o catenă precambriană, tînără, cu direcţia NV — SE, care a hotărît evoluţia tectonică ulterioară a spaţiului kimmeric, aşa cum a presupus încă în 1915 G. Murgoci (4).

Lipsa sillurianului în domeniul kimmeric credem că este datorită emergenţei acestei catene precambriene tinere, care a fost regenerată abia spre mijlocul paleozoicului. Acesta este motivul pentru care considerăm că formaţiunile cristaline, cel puţin cele epizonale, au vîrsta precambriană tînără şi nu ating vîrsta de 1 700—1 900 mii ani, determinată pentru seria de Krivoi-Rog (8).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕНТЕ МОЛДАВСКОГО И ДОБРУДЖСКОГО ПЛОСКОГОРИЙ

РЕЗЮМЕ

В результате проведенных буровых работ были получены первые данные о кристаллическом фундаменте Молдовы и Южной Добруджи, которые дали возможность выделить четыре комплекса

кристаллических пород: первый комплекс представлен плагиоклазовыми парагнейсами с гранатом и силлиманитом с включениями лейкократового гнейса и очковыми гнейсами (Яссы — Тодирень); второй комплекс — слюдистыми сланцами с гранатом, андалузитом и силлиманитом, с прослоями амфиболовых и пироксеновых сланцев с магнетитом и магнетитовыми кварцитами (Палазу-Маре-Констанца); третий комплекс включает кварциты, слюдистые сланцы с эпидотом, амфиболовые сланцы с эпидотом, с внедрениями ортогнейсов и пегматитов (Галац); и наконец, четвертый комплекс сложен различными слабо-метаморфизованными породами, филлитами, кварцево-хлоритовыми сланцами (Галац).

Первый комплекс пород можно сопоставить с древними сходными формациями Украинского массива; второй комплекс—с верхней серией пород Скандинавского или Курского архея; третий комплекс труднее сопоставить с соответствующими формациями Украинского массива. Породы этого комплекса перекрыты серией эпизональных пород последнего четвертичного комплекса, отнесенного авторами к позднему докембрийскому.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Плагиоклазовый гнейс с биотитом. Яссы (5×).
Рис. 2. — Мусковито-микроклиновый гнейс. Яссы (7×).
Рис. 3. — Олигоклазо-микроклиновый гнейс. Яссы (4×).
Рис. 4. — Очковый гнейс. Тодирень. Яссы (5×).
Рис. 5. — Очковый гнейс. Тодирень (8×).
Рис. 6. — Очковый гнейс. Тодирень (4×).
Рис. 7. — Куммингтонитовый сланец (николи +) (20×).
Рис. 8. — Куммингтонитовый сланец с магнетитом (Николи ||) (20×).
Рис. 9. — Слюдистый сланец с гранатом (Николи ||) (20×).
Рис. 10. — Кристалл андалузита, включенный в слюдистом сланце с надалузитом и силлиманитом (Николи ||) (20×).

DONNÉES SUR LE SOUBASSEMENT CRISTALLIN DU PLATEAU MOLDAVE ET DE LA DOBROGEA

RÉSUMÉ

Des forages ont permis d'obtenir les premières données sur le soubassement cristallin de la Moldavie et du sud de la Dobrogea. On distingue, dans le soubassement de ces régions, quatre complexes cristallins. Le premier est constitué de paragneiss plagioclases à grenat et sillimanite, injectés de gneiss leucocrates et de gneiss œillés (Jassy — Todireni). Le second est formé de micaschistes où l'on trouve des grenat, andalousite et sillimanite, avec des intercalations de schistes amphiboliques et pyroxéniques à magnétite et de quartzites à magnétite (Palazu-Mare — Constan-

tza). Le troisième comprend des quartzites, des micaschistes à épidote, des schistes amphiboliques à épidote, traversés par des orthogneiss et des pegmatites (Galatz). Le quatrième est constitué de roches variées, faiblement métamorphisées, par des phyllites et des schistes chloriteux quartzeux (Galatz).

Le premier complexe peut être mis en parallèle avec les formations similaires anciennes du massif ukrainien ; le second, avec la série supérieure de l'archaïque Scandinave ou avec celui de Koursk ; le troisième, plus difficilement, avec certaines formations du bloc ukrainien, les roches de ce complexe étant recouvertes par la série épizonale, qui constitue le quatrième et dernier complexe analysé et auquel lés auteurs attribuent un âge précambrien jeune.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Gneiss plagioclase à biotite. Jassy (5 ×).
Fig. 2. — Gneiss à microcline et muscovite. Jassy (7 ×).
Fig. 3. — Gneiss à microcline et oligoclase. Jassy (4 ×).
Fig. 4. — Gneiss œillé. Todireni (5 ×).
Fig. 5. — Gneiss œillé. Todireni (8 ×).
Fig. 6. — Gneiss œillé. Todireni (4 ×).
Fig. 7. — Schiste cummingtonitique (nicols croisés) (20×).
Fig. 8. — Schiste cummingtonitique à magnétite (lumière naturelle) (20×).
Fig. 9. — Micaschiste à grenats (lumière naturelle) (20×).
Fig. 10. — Cristal d'andalousite en micaschiste à andalousite et sillimanite (lumière naturelle) (20×).

BIBLIOGRAFIE

1. BUBNOFF S.V., *Die Halbinsel Kola*, Geol. Rundschau, 1937, *28*, 1—47.
2. GIUȘCĂ D., *Le massif du Pricopan*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1930, **XVI**.
3. — *Observations pétrographiques dans la région du Bugeac (Dobrogea)*, Bull. Lab. de Min. Gén., 1935—1957, **I**.
4. MURGOCI G., *Etudes géologiques dans la Dobrogea du Nord*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1912, **VI**, 444.
5. ПОЛОВИНКИНА Н. И., *Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива*, Госгеолиздат, Москва, 1954.
6. POLKANOV A., *A brief review of prequaternary geology of the Kola Peninsula*, Int. XVIIth Geol. Congr., Northern excursion to Kola peninsula, Moscova, 1937.
7. ROTMAN D., *Das Eruptivmassiv von Greci*, An. Inst. geol. Rom., 1915, **VII**.
8. SEMENENKO N.P. et all., *Stratigraphy of the pre-cambrian of the ukrainian shield*, Raport of the twenty-first session, Int. Geol. Congress, Part. IX.
9. SMULIKOWSKI K., *Notatki petrologiczne z okolic korca i doliny Sluczy na wolyniu*, Archiwum mineralogiczne towarzystwa naukowego Warszawskiego, 1947, **XVII**.
10. SVITALSKI N., *Krivoy-Rog and the iron ores of this district*, Int. XVIIth Geol. Congr, Southern excursion, Moscova, 1937.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FELDSPAȚILOR PLAGIOCLAZI AI ROCILOR EFUZIVE DIN SECTORUL BAIA-SPRIE—CAPNIC—BLOAJA (BAIA-MARE)

DE

V. MANILICI, L. ROȘCA și RODICA APOSTOLESCU

Comunicare prezentată la Colocviul asupra vulcanismului terțiar din R.P.R., din 31 mai 1960.

Prin cercetările de teren din perioada 1950—1958 au fost urmărite, în sectorul Baia-Sprie — Capnic — Bloaja — Plopiș, andezite cu amfiboli și piroxeni, andezite cuarțifere, riolite, dacite, andezite piroxenice cu augit și hipersten și andezite cu piroxen și biotit, aceste formațiuni acoperind cea mai mare parte a acestui sector. Dintre rocile menționate, andezitele și dacitele conțin o importantă gamă de feldspați plagioclazi cu structură zonară, la care se remarcă o mare varietate de tipuri. Cum structura zonară a feldspaților plagioclazi permite să ne formăm o imagine asupra condițiilor de consolidare în faza intratelurică, în cele ce urmează vom prezenta descrierea cîtorva din tipurile de feldspați plagioclazi zonați.

În acest scop au fost examinate circa 120 de secțiuni subțiri din rocile amintite, măsurîndu-se cu masa Fedorov 70 de cristale dintre cele mai reprezentative. Cristalele examinate, adesea tabulare după (010), au dimensiunile cuprinse între 0,5 și 4 mm, prezintă habitus prismatic, fiind alungite de regulă după axul Z, mai rar după axul X. Formele cele mai frecvente sînt (010), (001), (110), (10$\bar{1}$) și (11$\bar{1}$); forma (021) este mai rară, iar forma (130) se întîlnește cu totul sporadic.

Marea majoritate a fenocristalelor de feldspați plagioclazi apar maclate după legea Albit, ori Albit-Karlsbad ; mai rar după legea Karlsbad, periclin, Baveno sau după 100. Pe lîngă indivizii maclați, în toate tipurile de rocă, se întîlnesc și indivizi nemaclați, frecvența acestora din urmă fiind redusă.

În andezitele cu amfiboli și piroxeni, cele mai vechi din regiunea Baia-Mare și care de regulă se găsesc într-un stadiu destul de avansat de alterație, feldspații plagioclazi sînt decalcifiați ori pseudomorfozați de

sericit, caolinit sau de agregate criptogranulare de cuarţ şi adular. Cristale proaspete nu se întîlnesc decît foarte rar. Într-o singură secţiune tăiată printr-un eşantion de andezit de la S de Dealul Minei din Baia-Sprie, s-au găsit două cristale cu structură zonară de tipurile I şi II (pl. I). La ambele cristale se observă un nucleu bazic corespunzînd unui labrador cu 53, respectiv, 64% An, înconjurat de una, respectiv, trei zone înguste cu o compoziţie mai acidă, corespunzînd unui andezin, respectiv, albit-oligoclaz.

După modul de prezentare al acestor cristale se vede că ele s-au dezvoltat într-un mediu liniştit, înregistrîndu-se oarecare curenţi de convecţie abia către sfîrşitul perioadei de creştere din fază intratelurică.

În andezitele cuarţifere, care au fost puse în loc după andezitele cu amfiboli şi piroxeni, se întîlnesc mai multe tipuri de plagioclazi zonaţi. Cei mai frecvenţi sînt cei de tipurile III şi IV la care se observă o variaţie uniformă a conţinutului de anortit, lărgimea zonelor oscilînd între 0,02 şi 0,1 mm, iar numărul zonelor între 10 şi 15.

La cristalul de tipul IV se observă un nucleu central care ocupă o jumătate din grosimea cristalului, corespunzător unui andezin cu 31% An, înconjurat de o alternanţă de zone subţiri, unele cu acelaşi procent de anortit, iar altele — ceva mai late — corespunzînd unuia cu 42% An.

O situaţie oarecum similară se întîlneşte la plagioclazul de tipul V, în care nucleul central corespunzînd unui andezin cu 48% An apare înconjurat de zone mai acide la care proporţia de anortit, cu excepţia unei singure recurenţe, scade, în favoarea albitului.

La cristalul de tipul VI, majoritatea zonelor corespund unui andezin cu 40% An cu recurenţe spre termenii mai bazici în partea centrală şi termeni mai acizi în partea periferică.

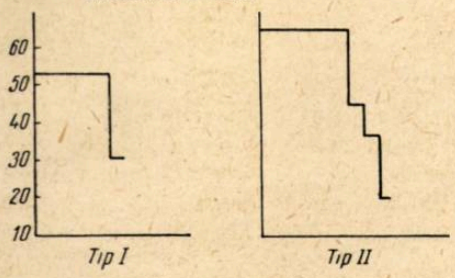
O evoluţie deosebită de cele precedente se observă la cristalul de tipul VII la care nucleul central destul de îngust, cu un procent de 50% An, apare înconjurat de o zonă largă corespunzătoare unui labrador cu 54% An, urmată de trei zone în care conţinutul în An scade treptat pînă la 38%, pentru ca în zona finală să se ridice din nou la 52%. Acest tip de zonare se întîlneşte foarte rar.

Destul de frecvente sînt fenocristalele de tipurile VIII şi IX la care, după recurenţe mai mult sau mai puţin regulate, în zonele periferice se observă o tendinţă de schimbare a proporţiei dintre anortit şi albit în favoarea acestuia din urmă.

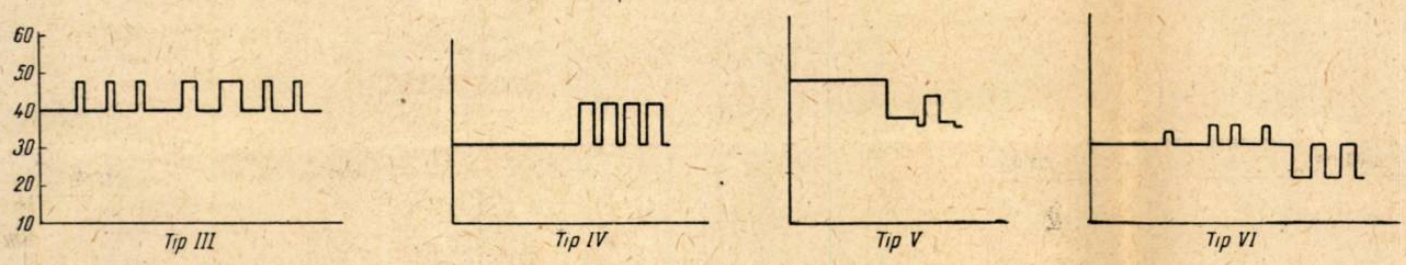
Această schimbare este mai evidentă la cristalul de tipul IX.

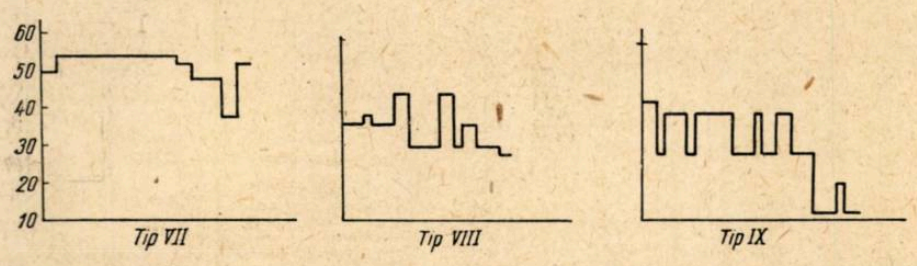
Din cele cîteva exemple analizate, se vede că feldspaţii plagioclazi care intră în componenţa andezitelor cuarţifere au un număr relativ mic de zone (maximum 15), grosimea zonelor este destul de variabilă, oscilînd între 0,02 şi 0,3 mm. Conţinutul lor în anortit variază, obişnuit între 54 şi 28%, coborînd rareori pînă la 12%, iar variaţiile conţinutului de anortit în zonele aceluiaşi cristal oscilează între 6 şi 12%, atingînd în cazuri excepţionale 31%. Aceasta înseamnă că ele s-au format într-un mediu relativ agitat, fără să lipsească însă şi perioade de linişte, în care s-au putut dezvolta zone destul de largi.

Andezite cu amfiboli

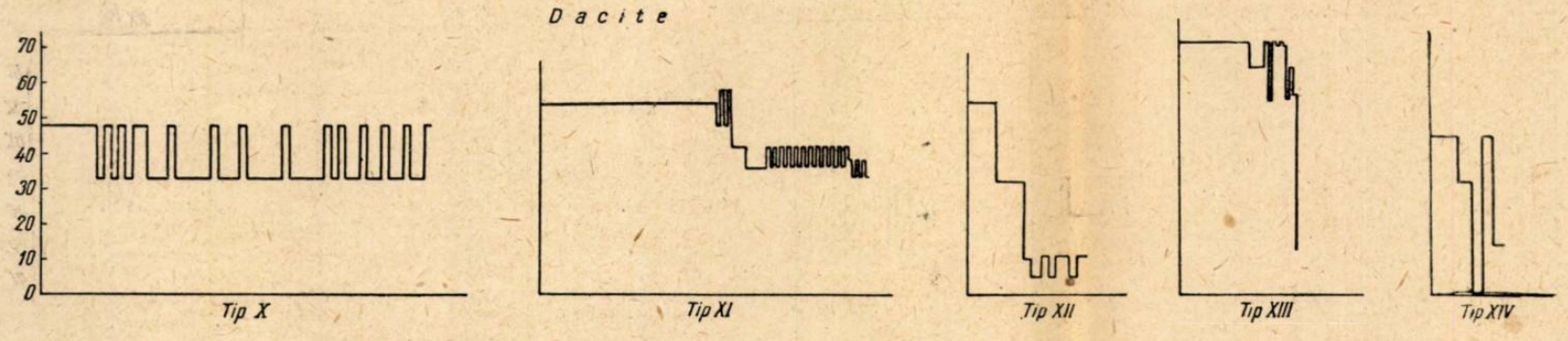


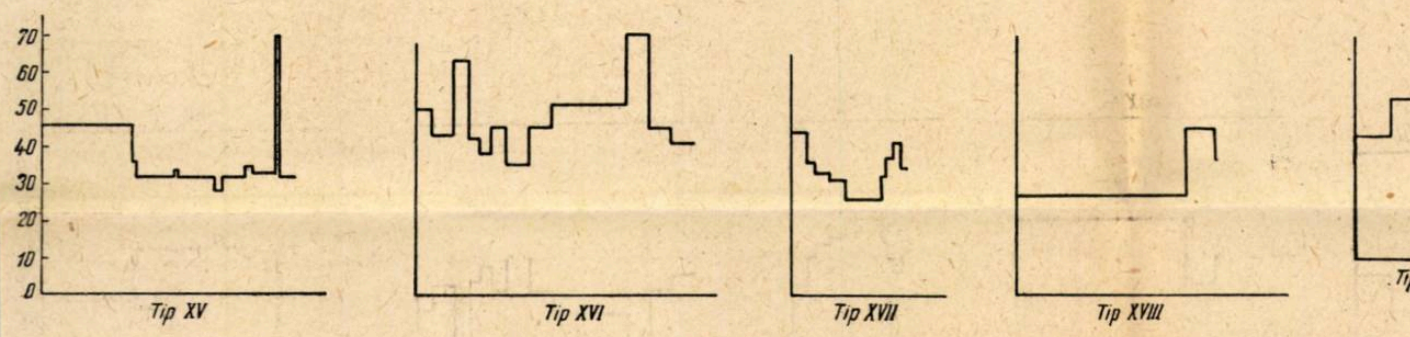
Andezite cuațifere



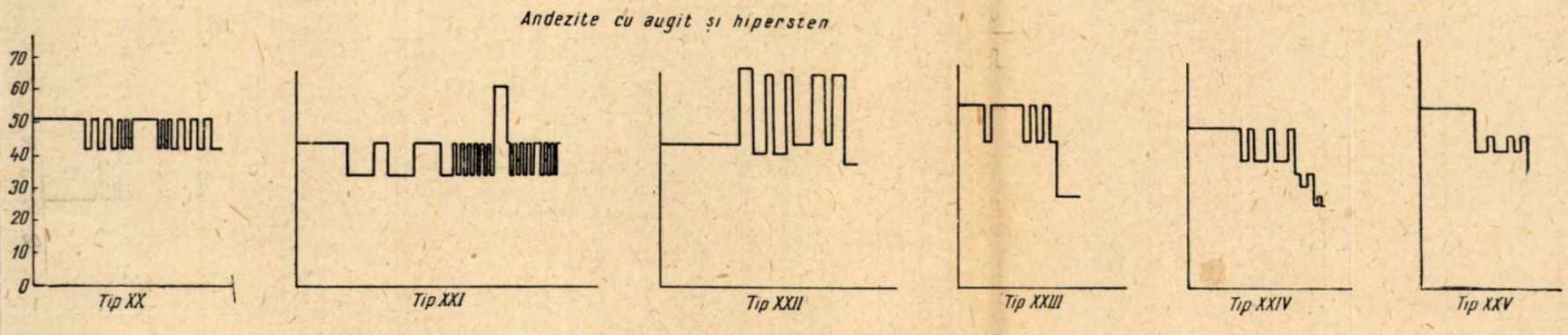


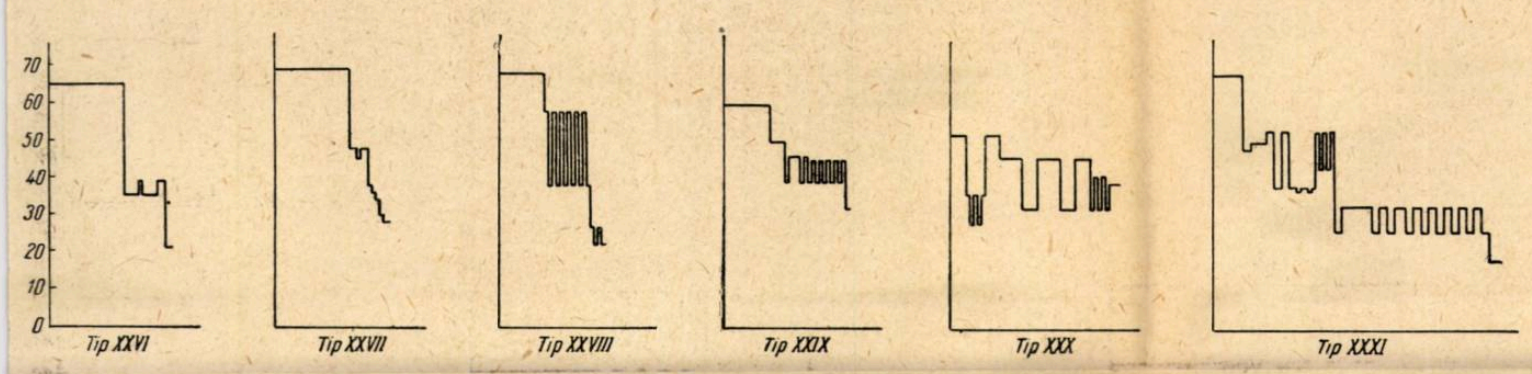
Dacite

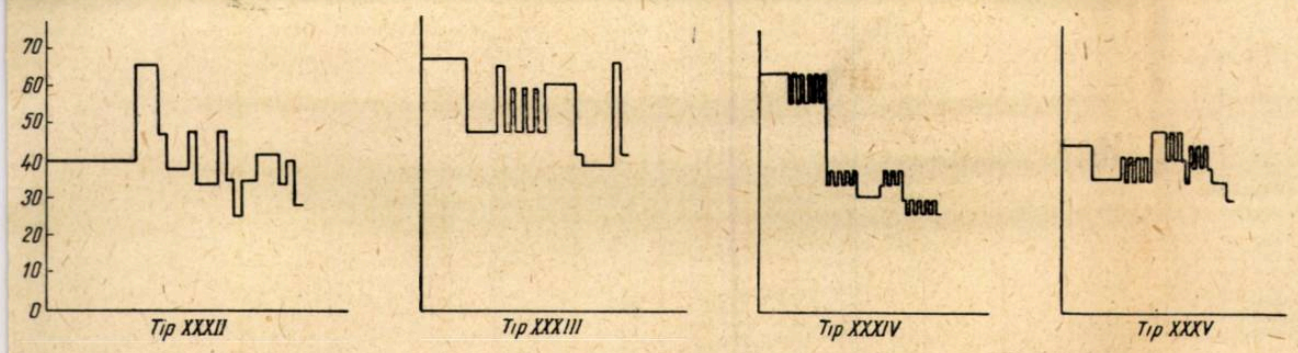




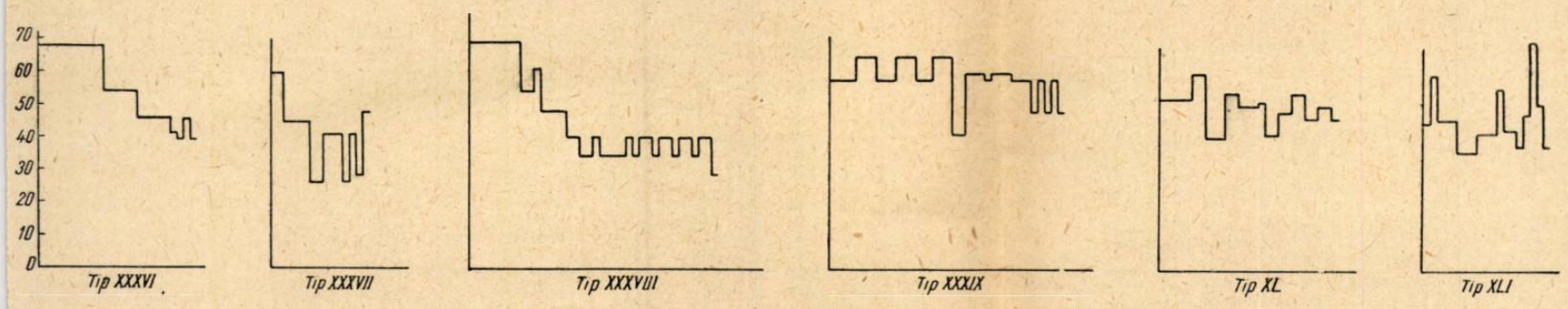
Andezite cu augit și hipersten







Andezite biotitice



Diagramele de variație a conținuturilor de anortit în funcție de zonalitate (tipurile I—XLI)

În frecvente cazuri curenții de convecție au avut un regim uniform, cînd s-au format cristale cu recurențe regulate.

La dacitele amfibolice dintre Baia-Mare și Capnic, ca și la cele biotitice din sectorul Dănești, întîlnim destul de des plagioclazi zonați de tipul X, la care proporția de anortit a zonelor alternante oscilează între 33 și 48%, numărul zonelor variind între 25 și 32. Spre deosebire de cele de tipul III și IV, nucleul acestora din urmă este în general mai puțin dezvoltat, ocupînd cel mult un sfert din grosimea cristalelor, iar oscilațiile apar orientate spre termenii mai acizi.

O situație deosebită o întîlnim însă la cristale de tipul XI la care nucleul bazic corespunzînd unui labrador cu 54% An, ce ocupă mai mult de jumătate din grosimea cristalului, apare înconjurat de patru zone la care conținutul de anortit variază între 48 și 58%, urmate de două zone mai largi și un număr mai mare de zone foarte subțiri cu oscilații uniforme ale conținutului în anortit, și anume între 36 și 43%, respectiv, 33 și 38%.

Destul de frecvente sînt cristalele de tipul XII alcătuite dintr-un nucleu bazic destul de îngust, corespunzînd aceluiași labrador cu 54% An, înconjurat de zone din ce în ce mai acide, cu oscilații recurente în partea periferică; zonele cele mai acide corespund unui albit cu 5% An. Mai rar se întîlnesc cristale cu o zonare identică, avînd un nucleu foarte bazic corespunzînd unui bytownit cu 71% An, înconjurat de zone mai acide ce corespund unui andezin cu 43—50% An.

De asemenea rare sînt cristalele de tipul XIII cu un nucleu bazic corespunzînd unui bytownit cu 71% An care ocupă mai bine de jumătate din grosimea cristalului, înconjurat de un număr destul de important de zone cu recurențele cuprinse între 54 și 71% An; în zona periferică, conținutul în anortit scade brusc la 12%.

O zonare interesantă întîlnim la cristalul de tipul XIV la care se observă oscilații foarte mari de la o zonă la alta, în ansamblu cristalul prezentînd o tendință de evoluție normală.

Moduri deosebite de evoluție întîlnim la cristalele de tipurile XV și XVI. În primul caz, nucleul bazic — corespunzînd unui andezin cu 46% An — apare înconjurat de o zonă largă de andezin cu 32% An, cu slabe recurențe în ambele sensuri, înregistrîndu-se un salt brusc pînă la 70% An în partea periferică, după care revine din nou la același andezin cu 32% An. La tipul XVI, care în medie corespunde unui andezin-labrador cu 50% An, se urmăresc salturi destul de neregulate de o parte și de alta în zonele periferice, observîndu-se o oarecare tendință de trecere spre termeni din ce în ce mai acizi. Un tip întrucîtva asemănător a fost descris de L. Pavelescu și R. Dimitrescu în Masivul Poiana Ruscăi (2). Cu totul deosebit este plagioclazul de tipul XVII la care se remarcă o trecere gradată de la un nucleu de andezin cu 44% An, spre oligoclaz cu 36% An, de la care se revine treptat la un andezin ceva mai acid decît cel din nucleu, iar în zona periferică se înregistrează din nou o tendință de evoluție spre termeni mai albitici.

O evoluție deosebită se urmărește la plagioclazii de tipurile XVIII și XIX care apar destul de frecvent în dacitele amfibolice de la Capnic.

La cei de tipul XVIII, nucleul foarte larg, care ocupă 50—80% din grosimea totală, corespunzînd unui albit-oligoclaz, apare înconjurat de 2—4 zone ceva mai bazice, iar la tipul XIX se urmărește o creștere uniformă în anortit de la 43 la 65% An. Tipuri de plagioclazi cu o evoluție oarecum asemănătoare au fost descrișii în Masivul Toroiaga [1]).

Comparînd tipurile de feldspat plagioclaz ce intră în componența dacitelor cu a celora din andezitele cuarțifere, se observă că la dacite apar tipuri mai numeroase și mai deosebite, iar oscilațiile conținutului în anortit sînt cu mult mai mari. Acest conținut variază în cele mai frecvente cazuri între 30 și 60%, putînd depăși uneori aceste limite, cu salturi între 0 și 70% An. Aceste variații, ca și modul de prezentare al fenocristalelor de feldspat plagioclaz, arată că acestea au cristalizat într-un mediu foarte agitat.

La andezitele bazaltoide, cu augit și hipersten, se întîlnesc de asemenea foarte variate tipuri de feldspați plagioclazi. Cele mai obișnuite moduri de zonare sînt cele de tipurile III, IV și X, în acest din urmă caz conținutul în anortit al zonelor variind între 50 și 65%.

Destul de frecvente sînt și cristalele de tipurile XX, XXI și XXII. La cristalele de tipul XX se urmăresc oscilații uniforme ale conținutului în anortit între 43 și 51%, variind în schimb grosimea zonelor, iar la cele de tipul XXI, pe lîngă oscilațiile uniforme, între un andezin cu 34% An și unul cu 44% An, se remarcă și unele salturi pînă la un labrador cu 61% An.

Frecvente sînt și cristalele de tipul XXII, la care nucleul relativ acid, corespunzînd unui andezin cu 44% An, apare înconjurat de un număr relativ redus de zone cu grosimi variabile al căror conținut în anortit oscilează în limite cu mult mai largi decît la tipurile precedente (38—67%). În zonele periferice se remarcă o oarecare tendință de evoluție în spre termenii acizi.

O tendință cu mult mai accentuată de evoluție de la termeni bazici spre termeni acizi apare la tipurile următoare. Astfel la cristalele de tipul XXIII, după o serie de oscilații destul de regulate, se înregistrează o scădere bruscă a conținutului în anortit în ultima zonă, iar la cristalele de tipul XXIV se înregistrează o scădere treptată de la centru spre periferie. Cristalele de tipul XXV sînt foarte frecvente, în schimb cele de tipul XXVI sînt ceva mai rare. La acestea din urmă se înregistrează o scădere bruscă a conținutului de anortit, de la 65 la 35%, iar de aici după două oscilații de mică amplitudine, între 35 și 39%, se înregistrează o nouă scădere pînă la 21%.

Foarte frecvente sînt cristalele de plagioclaz de tipul XXVII la care proporția de anortit a zonelor ce înconjură nucleul central, corespunzînd unui labrador cu 68% An, scade mai întîi brusc la 48%, apoi la 35% iar după o mică recurență scade la 38%, pentru ca în zonele periferice foarte subțiri să scadă treptat pînă la un olicoglaz cu 28%. Totdeauna zonele periferice ale acestor cristale prezintă frumoase fenomene de extincție ondulatorie.

---

[1]) Amalia Szöke, *Studiul geologic și petrografic al regiunii Toroiaga — Baia-Borșa*, Teză de disertație (manuscris), 1957.

O zonare foarte interesantă se întîlnește la cristalele de tipul XXVIII alcătuite dintr-un nucleu central de laborator cu 68% An, înconjurat de un grup de zone în care variațiile uniforme de anortit oscilează între 58 și 38%, iar acesta la rîndul său este urmat în porțiunea periferică de un alt grup de zone în care oscilațiile raportului albit : anortit sînt cu mult mai mici.

Zonare, oarecum asemănătoare dar cu variații mai mici, găsim la cristalele de tipul XXIX care apar destul de frecvente în andezitele cu augit și hipersten. Mai puțin comun este tipul XXX la care amplitudinile oscilațiilor scad de la centru spre periferia cristalelor, ceea ce arată că formarea unor asemenea cristale a avut loc într-un mediu agitat la început și care devenea din ce în ce mai liniștit pe măsura dezvoltării acestora.

Cu totul deosebite sînt tipurile XXXI—XXXV. La tipul XXXI nucleul bazic, corespunzînd unui labrador cu 68% An, este înconjurat de zone cu învelișuri de compoziții variabile în care salturile se fac la început destul de neregulat între un andezin cu 37% An și un labrador cu 53% An, apoi regulat între un andezin cu 43% An și același labrador cu 53% An. În ultima serie de zone apar alternanțe succesive între un oligoclaz cu 25% An și un andezin cu 33 % An, iar învelișul periferic corespunde unui oligoclaz cu 18%. Oscilațiile destul de neregulate se urmăresc la tipurile XXXII și XXXIII, ele asemănîndu-se într-o mare măsură cu unele dintre tipurile de feldspați plagioclazi din andezitele din Poiana Ruscăi (2) și Toroiaga[1]).

Deosebit de interesante sînt ultimele două tipuri de plagioclazi caracterizate prin prezența unui nucleu bazic, în general slab dezvoltat, înconjurat de o alternanță de zone foarte subțiri, separate de zone ceva mai dezvoltate, grupate în serii în care variația compoziției plagioclazului este uniformă. Cel mai reprezentativ și mai des întîlnit este tipul XXXIV, alcătuit dintr-un nucleu corespunzător unui labrador cu 64% An, înconjurat de un număr important de zone al căror conținut în anortit oscilează între 64 și 56%. De la valoarea de 64%, conținutul în anortit scade brusc la 34%, urmînd din nou o serie de oscilații între 34 și 38% separate de o zonă largă corespunzătoare unui andezin de 31% An. De la valoarea de 38%, concentrația în anortit scade la valoarea de 30%, în învelișurile periferice înregistrîndu-se oscilații uniforme între 26 și 30%.

În ansamblu ultimele tipuri de feldspați plagioclazi ne oferă exemple de evoluție normală de la un centru bazic în spre învelișuri periferice din ce în ce mai acide. Prin măsurătorile efectuate în aceste roci n-am întîlnit tipuri de feldspați plagioclazi cu evoluție inversă în care de la un nucleu acid să se treacă înspre învelișuri din ce în ce mai bazice de genul celor studiate de către D. Rădulescu din sectorul Ilba — Nistru (3).

Din cele cîteva exemple analizate se vede clar că în andezitele bazaltoide cu augit și hipersten, se întîlnesc, ca și în dacite, foarte variate tipuri de feldspați plagioclazi zonați, caracterizați printr-un număr mare de zone și oscilații largi ale conținutului de anortit (69—18%), coborînd uneori chiar pînă la 4%. Aceasta arată că ei au cristalizat într-un mediu

[1]) Amalia Szöke, *op. cit.*

foarte agitat, cu oscilaţii uniforme în anumite perioade, iar frecvenţa zonelor foarte subţiri demonstrează cu prisosinţă faptul că perturbaţiile mediului respectiv s-au efectuat în majoritatea cazurilor la intervale foarte scurte. N-au lipsit însă nici perioadele de calm atît în fazele iniţiale ale formării cristalelor cît şi în stadiile ulterioare; de regulă însă du-

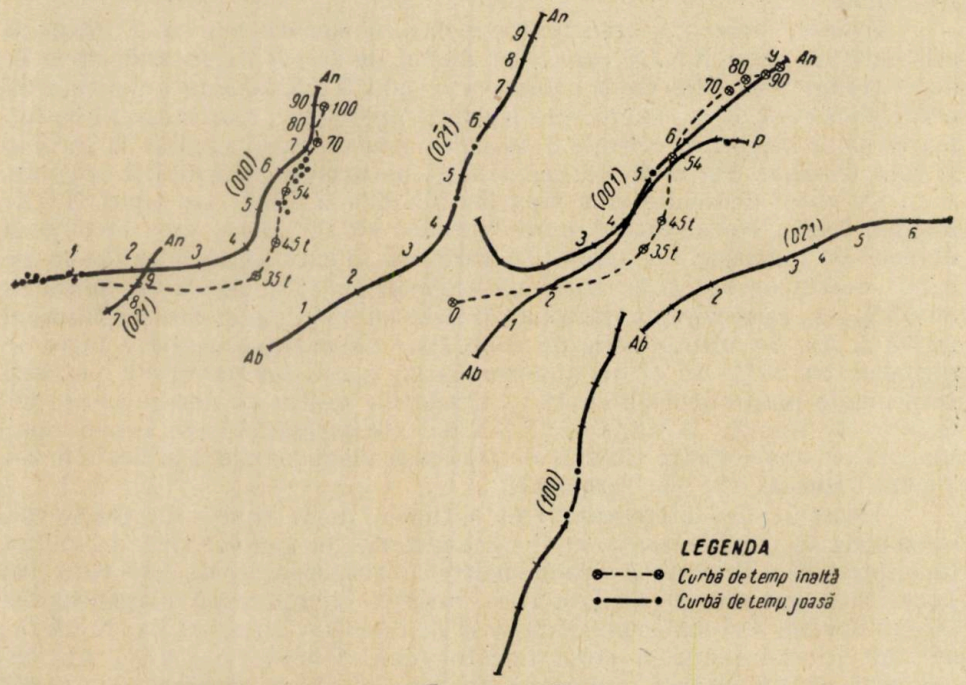


Fig. 1. — Proiecţia polilor feţelor (010), (02$\bar{1}$), (001), (0$\bar{1}$0), (100)? pe curbele Reinhardt-Köhler.

rata acestora a fost mai mare în primele faze, după cum reiese din diagramele tipurilor XXI, XXVI, XXXII ş.a.

La andezitele biotitice din Masivul Gutîi (1) se întîlnesc tipuri de plagioclazi diferite de cele precedente. Cei mai frecvenţi sînt plagioclazii de tipurile III, IV, XX şi XXI la care variaţiile conţinutului în anortit oscilează între 40 şi 50% uneori 65%. Destul de des se întîlnesc şi plagioclazi de tipul XXV la care nucleul ocupă circa o jumătate din grosimea cristalului, corespunzînd unui labrador cu 62% An; nucleul apare înconjurat de un număr mic de zone (6—10), la care conţinutul în anortit variază uniform între 41 şi 49%.

La plagioclazii de tipul XXXVI, ca şi la unele dintre tipurile precedente, se urmăreşte o scădere treptată a conţinutului de anortit de la 68% pînă la 39%, iar la cei de tipul XXXVII după o scădere treptată de la 60 la 26% urmează oscilaţii uniforme între 26 şi 41%, după care se înregistrează din nou o creştere pînă la 48%An. Într-o oarecare măsură acest tip se aseamănă cu tipul XVII. Destul de frecvenţi sînt şi

Fig. 2. — Fenocristale de feldspat plagioclaz cu structură zonară, din andezitele cu augit și hipersten de la Piatra-Roșie — Surdești (nicoli încrucișați; 40 ×).

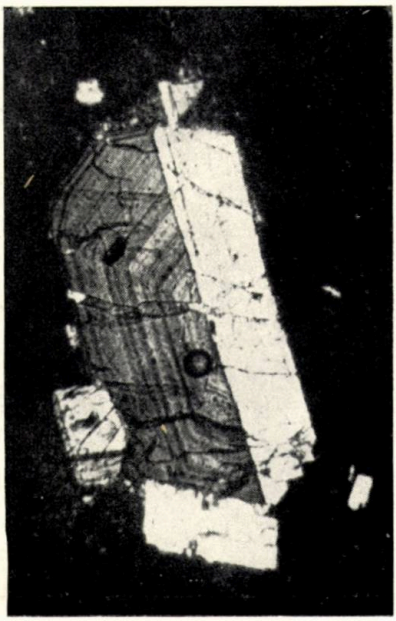


Fig. 3. — Fenocristal de labrador cu structură zonară, maclat după legea Albit, din andezitul cu augit și hipersten de pe Muntele Șatra (nicoli încrucișați; 40 ×).

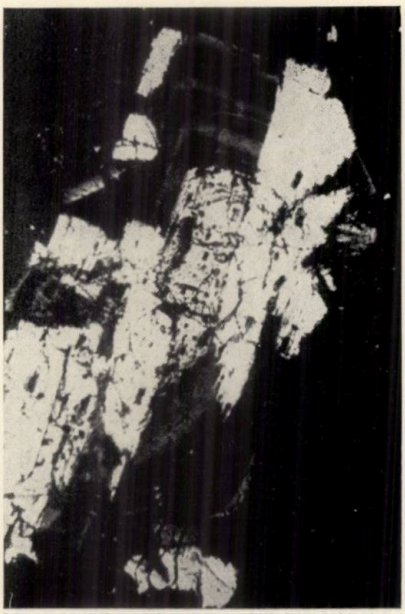


Fig. 4. — Fenocristal de labrador cu structură zonară, maclat după legea Albit-Karlsbad, din andezitul cu augit şi hipersten de pe valea Ştirbă—Negreia (nicoli încrucişaţi; 40 ×).

Fig. 5. — Fenocristal de feldspat plagioclaz cu structură zonară, maclat după legea Karlsbad, din dacitul biotitic de la Mîndra — Vedere — Dăneşti (nicoli încrucişaţi; 40 ×).

plagioclazii de tipul XXXVIII la care se urmărește o scădere treptată a conținutului în anortit de la 69 la 34%, urmînd o serie de zone cu oscilații uniforme cuprinse între 34 și 40% An, după care se înregistrează din nou o scădere la 28%.

Oscilațiile regulate se înregistrează în partea centrală a plagioclazului de tipul XXXIX, la care și grosimea zonelor este aproape egală. Această alternanță între un plagioclaz cu 58 și 65% An este urmată de o scădere bruscă la 41%, apoi de o creștere la 60%. Spre periferia cristalului, oscilațiile conținutului în anortit sînt la început neînsemnate apoi cresc în amplitudine, observîndu-se o tendință de evoluție spre termeni acizi.

Tipurile XL și XLI se deosebesc de cele precedente. La primul, oscilațiile de amplitudine variabilă prezintă o tendință de scădere în zonele periferice, în timp ce la cel din urmă, ele par să se amplifice de la centru spre periferie.

Feldspații plagioclazi din andezitele biotitice prezintă de asemenea variate moduri de zonare, însă numărul tipurilor pare să fie ceva mai restrîns decît la cele precedente. Numărul zonelor de regulă nu este prea mare, iar variațiile conținutului în anortit sînt destul de importante. Modul lor de zonare demonstrează că și aceste tipuri de cristale s-au format într-un mediu agitat.

Pe lîngă urmărirea zonalității feldspaților din tipurile amintite, am mai determinat cu masa Fedorov legile de maclă ale tipurilor mai reprezentative, conținuturile în anortit ca și temperatura de formare a acestora prin proiectarea pe curbele lui Reinhardt-Köhler (fig. 1). Din figura 1 se vede că majoritatea feldspaților analizați se proiectează pe curba maclei de tip albit și mai puține pe curbele maclei după legea periclin sau Baveno. Remarcăm faptul că două dintre cristalele măsurate se proiectează pe curba (100), reprezentînd după M. Reinchardt (4) tipul de maclă X. Acest tip de maclă este considerat de către Reinchardt ca posibil, dar neîntîlnit pînă în 1933. Ne propunem ca în viitor să-l urmărim mai îndeaproape.

În altă ordine de idei se remarcă faptul că termenii anortitici ai feldspaților plagioclazi, maclați după legea Albit, se amplasează pe curbele de temperatură înaltă, în timp ce termenii mai albitici se amplasează pe curbele de temperatură joasă.

Laboratorul de mineralogie și petrografie al Institutului politehnic, București

К ИЗУЧЕНИЮ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ — ПЛАГИОКЛАЗОВ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД НА УЧАСТКЕ БАЯ-СПРИЕ—КАПНИК—БЛОАЖА

РЕЗЮМЕ

Дается описание результатов исследования полевых шпатов — плагиоклазов, входящих в состав андезитовых и дацитовых лав,

развитых в районе Бая-Маре, на участке Бая-Сприе — Капник — Блоажа. Проведенными микроскопическими исследованиями определена частота повторяемости кристаллографических граней, типы двойников, зональность и изменение содержания анортита в различных зонах.

На проекции оптических констант, на кривых Рейнхарда—Кехлера, члены, обогащенные анортитом, проектируются на высокотемпературных, а альбитовые члены—на низкотемпературных кривых. Следовательно, процесс кристаллизации магм в исследованном районе начал развиваться в высокотемпературных условиях, а продолжал развиваться в низкотемпературных.

Кроме этого, вариационные кривые содержания анортита указывают на неспокойный характер среды, в которой протекал кристаллизационный процесс.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Вариационные кривые содержания анортита в различных зонах (типы I—XLI).

Рис. 1. — Проекция полюсов граней (010), (02$\bar{1}$), (001), (0$\bar{1}$0), (100)? на кривых Рейнхарда-Кехлера.

Таблица II

Рис. 2. — Фенокристаллы полевого шпата—плагиоклаза с зональной структурой, в массе гиперстено-авгитовых андезитов, обнажающихся на участке Пьятра — Рошие—Сурдешть (+ николи; 40 ×).

Рис. 3. — Фенокристалл лабрадора с зональной структурой двойниковый по альбитовому закону, включенный в гиперстено-авгитовом андезите, обнажающемся на горе Мунтеле Сатра (+ николи ; 40 ×).

Рис. 4. — Фенокристалл лабрадора с зональной структурой, двойниковый по закону альбита-карлсбада, включенный в гиперстено-авгитовом андезите, обнажающемся по долине Штирбэ-Негрея (+ николи; 40 ×).

Рис. 5. — Фенокристалл полевого шпата — плагиоклаза с зональной структурой, двойниковый по карлсбадскому закону, включенный в биотитовом даците, обнажающемся на участке Мындра — Ведере — Дэнешть (+ николи; 40 ×).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES FELDSPATHS PLAGIOCLASES DES ROCHES EFFUSIVES, DU SECTEUR BAIA-SPRIE — CAPNIC — BLOAJA

RÉSUMÉ

Dans cet article, les auteurs présentent une étude des feldspaths plagioclases qui rentrent dans la composition des laves andésitiques et dacitiques du secteur Baia-Sprie — Capnic — Bloaja, de la région de Baia-

Mare. Les observations microscopiques ont permis de déterminer la fréquence des faces cristallographiques, les types de macle, la zonalité et les variations de la teneur en anortite dans les différentes zones.

Les constantes optiques étant projetées sur les courbes de Reinhardt-Köhler, on a pu constater que les termes riches en anortite se projettent sur les courbes des hautes températures et les termes albitiques, sur les courbes des basses températures. Il s'ensuit que le processus de cristallisation des laves a commencé, dans cette région, à des températures élevées et s'est poursuivi jusqu'à des températures basses.

D'autre part, les courbes des variations de la teneur en anortite montrent que le processus de cristallisation a eu lieu dans un milieu agité.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Diagrammes des variations des teneurs en anortite en fonction des zones (types I—XLI)

Fig. 1. — Projection des pôles des faces (010), ($0\bar{2}1$), (001) ($0\bar{1}0$), (100)? sur les courbes de Reinhardt-Köhler.

Planche II

Fig. 2. — Phénocristaux de feldspath plagioclase à structure zonaire, dans les andésites à augite et hypersthène de Piatra-Roșie — Surdești (nicols croisés; 40×).

Fig. 3.—Phénocristal de labrador à structure zonaire, maclé suivant la loi de l'albite, dans l'andésite à augite et hypersthène du mont Șatra (nicols croisés; 40 ×).

Fig. 4. — Phénocristal de labrador à structure zonaire, maclé suivant la loi de l'albite — Karlsbad, dans l'andésite à augite et hypersthène de Valea Știrbă—Negreia (nicols croisés; 40×).

Fig. 5. — Phénocristal de feldspath plagioclase à structure zonaire, maclé selon la loi Karlsbad, dans la dacite biotitique de Mîndra — Vedere — Dănești (nicols croisés; 40 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. MANILICI V. și LUPEI N., *Studiul geologic al sectorului Baia Sprie Capnic (reg. Baia Mare)*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
2. PAVELESCU L. și DUMITRESCU R., *Contribuțiuni la studiul petrografic al andezitelor din bazinul Rusca Montană-Lunca Cernei, cu privire specială asupra plagioclazilor*, Bul. științ. Acad. R. P. R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, 1954, **VI**, *3*.
3. RĂDULESCU D., *Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Ilba-Nistru (Baia Mare)*, An. Com. geol., 1958, **XXXI**.
4. REINHARDT M., *Universaldrehtischmethoden*, 1931.

CONTRIBUȚII GEOFIZICE LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII FUNDAMENTULUI CURBURII CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

ȘT. AIRINEI și ACADEMICIAN G. MURGEANU

Comunicare prezentată în cadrul Conferinței de geofizică aplicată, din 13—15 iunie 1960

Fundamentul curburii Carpaților Orientali, la care ne vom referi în această expunere, cuprinde formațiunile mezozoice, depozitele de fliș, precum și cuvertura mio-pliocenă și cuaternară a Depresiunii Bîrsei, a părții de SE a bazinului Transilvaniei și a zonei precarpatice.

Este posibil ca aprecierea geologică a grupelor de anomalii gravimetrice și magnetice, pe care le-am înregistrat ca efecte ale acestui fundament, să fie totuși prematură datorită lipsei de informații geofizice asupra părților de nord și de vest ale regiunii cercetate pînă în prezent. Lipsa acestui cadru geofizic mai larg ne impune prudența de a nu pune în discuție vederi de ansamblu, în sensul extrapolării sau legării acestor grupe de anomalii cu fapte geologice sau geofizice cunoscute din regiunile învecinate (zona cristalină a Carpaților Orientali, Dobrogea de nord, bazinul Transilvaniei etc.), ci să ne mulțumim cu analizarea și interpretarea efectelor importante aparținînd perimetrului măsurat.

Teritoriul acoperit de rețeaua regională a măsurătorilor gravimetrice și magnetice este cuprins între limitele : Malu-cu-Flori—Rucăr — Mîndra — Rupea — Jimbor, la vest ; Jimbor — Baraolt — Bicsad — Bretcu, la nord ; Bretcu — Covasna — Comandău — Varlaam, la est și Varlaam — — Nehoiașu — Chiojdu — Mîneciu-Ungureni — Comarnic — Talea — — Fieni — Malu-cu-Flori, la sud. Suprafața acestui teritoriu este de aproximativ 8 800 km^2. Totalul măsurătorilor geofizice complexe, executate între anii 1953 și 1959, este de 7 917 stații hartă.

Hărțile geofizice care însoțesc textul prezent (pl. I—V) sînt întocmite cu ajutorul acelorași procedee arătate într-o lucrare precedentă (1). Ne-am oprit cu prelucrarea materialului în acest stadiu (lipsește, de exemplu

pentru gravimetrie, o separare a cîmpului local de cîmpul regional, nu au fost aplicate corecţiile izostatice etc.), presupunînd că imaginile noi pe care le-am fi putut obţine în plus, nu ar fi modificat prea mult concluziile calitative generale pe care ni le sugerează efectele geofizice măsurate.

Cu aceste deficienţe, remediabile în viitor, am considerat totuşi, că o expunere a primelor rezultate geofizice şi încercarea de a le căuta o interpretare geologică este necesară atît pentru clarificarea ideilor în acest stadiu al lucrărilor geofizice din munţii ţării noastre, cît şi pentru schiţarea unei ipoteze geologice, în cadrul cunoştinţelor actuale, care să înlesnească înlănţuirea eforturilor cercetărilor ce vor urma de aici înainte.

CADRUL GEOLOGIC GENERAL AL REGIUNII DE CURBURĂ A CARPAŢILOR ORIENTALI

Regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali ia contact cu cinci unităţi geologice distincte : Platforma Moldovenească, la est ; Cîmpia Română, la sud ; Carpaţii Meridionali, bazinul Transilvaniei şi Carpaţii Orientali împreună cu lanţul eruptiv nou, la vest, nord-vest şi nord. Referindu-ne la fundamentul acestor unităţi, curbura Carpaţilor Orientali se află la contactul dintre fundamentul Platformelor Moldovenească şi Moesică cu ariile hercinice ale Dobrogei, Carpaţilor Meridionali şi Carpaţilor Orientali.

Teritoriul de care se ocupă lucrarea prezentă se suprapune aproape integral, la suprafaţă, cu aria flişului carpatic. În plus, el mai cuprinde partea de est a cristalinului Făgăraşului şi colţul de SE al bazinului Transilvaniei.

Reamintim că, din punct de vedere structural, curbura Carpaţilor Orientali înglobează părţi din zona cristalină-mezozoică (insulele cristaline ale Leaotei şi Perşanilor, acoperite parţial cu depozite mezozoice), zona internă a flişului, pînza de Tarcău şi zona precarpatică (formată din depozite oligocene, miocene şi pliocene). Transversal pe aceste unităţi s-a format — într-o perioadă îndelungată de timp — Depresiunea posttectonică a Bîrsei, colmatată cu depozite paleogene, miocene, pliocene, şi cuaternare. În partea de SE a bazinului Transilvaniei apar de asemenea depozite mio-pliocene şi cuaternare. În sfîrşit, partea estică a Munţilor Făgăraşului este alcătuită din terenuri cristaline de epizonă, în versantul nordic al masivului, ce trec la terenurile mezo-katazonale din regiunea Holbav[1]).

Trăsătura structurală cea mai importantă a regiunii de curbură a Carpaţilor Orientali o constituie înecarea axială a cristalinului Carpaţilor Orientali şi Meridionali. În această zonă de înecare s-au păstrat depozite triasice şi jurasice, precum şi depozite de fliş cretacic şi paleogen,

[1]) A se vedea Harta geologică a Romîniei, scara 1 : 500 000, foile 2, b şi 5, a, precum şi ultimele lucrări geologice de detaliu, întreprinse în această regiune de către acad. G. Murgeanu, D. Patrulius şi colaboratori, prof. M. G. Filipescu şi colaboratori, prof. Ion Băncilă, Gr. Popescu, Ion Marinescu şi V. Manilici, Radu Dimitrescu etc.

extrem de groase. Axa acestei zone de înecare trece prin localitățile Sf. Gheorghe — Buzău (2). În această concepție, aria înecată se mărginește cu masele cristaline din vest după o linie orientată aproximativ N—S (Codlea — Runcu), iar structura depozitelor sedimentare de suprafață apare ca efect al unor curgeri gravitaționale în direcția afundării, creîndu-se situații în care formațiuni mai vechi, cretacice și paleogene, acoperă formațiuni mai noi, miocene.

Problemele numeroase și complexe existente în această regiune, atît în ceea ce privește stratigrafia și tectonica formațiunilor de cuvertură, dar mai ales ale acelora subiacente, creează cercetărilor geofizice dificultăți neobișnuite cu privire la interpretarea datelor obținute. Iată de ce considerațiile noastre au un caracter cu totul preliminar.

PREZENTAREA PRINCIPALELOR REZULTATE GEOFIZICE

Rezultatele măsurătorilor gravimetrice și magnetometrice sînt consemnate în cinci reprezentări geofizice distincte : trei hărți gravimetrice și două hărți magnetice. Obiectivul acestei lucrări fiind examinarea fundamentului curburii Carpaților, vor fi descrise foarte pe scurt numai rezultatele geofizice care, prin întinderea și intensitatea lor, apar ca efecte ale unor mase din profunzime.

A. HĂRȚILE GRAVIMETRICE ALE REGIUNII

Măsurătorile gravimetrice au fost prelucrate după trei ipoteze, în funcție de valorile admise pentru densitatea formațiunilor geologice din regiune : valoarea unică $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3 (pl. I), valoarea unică $\sigma = 2{,}67$ g/cm^3 (pl. II) și valori medii (între $2{,}20 \sim 2{,}80$ g/cm^3) determinate geofizic pe 104 profile de densitate, repartizate uniform pe întreaga suprafață prospectată (pl. III).

Scopul acestor prelucrări a fost de a pune în evidență și de a elimina eventualele efecte de relief topografic care ar fi putut deforma rezultatele gravimetrice, făcîndu-le incerte. Urmărind aceste prelucrări, se poate constata într-adevăr prezența unor efecte de relief topografic în harta anomaliei Bouguer pentru $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3, care au fost înlăturate prin recalcularea și întocmirea hărților următoare. Este de remarcat faptul că dispariția acestor efecte *nu a modificat fondul general* sau repartiția regională a anomaliilor înregistrate inițial.

1. *Harta anomaliei Bouguer* $\sigma = 2{,}20$ *g/cm*^{3} (pl. I). Această imagine gravimetrică evidențiază numeroase anomalii regionale intense, maximale și minimale, dispuse pe anumite axe directoare și încadrate într-un cîmp regional puternic, de peste 70 mgal. Sensul de creștere al cîmpului regional este de la SE spre NV, urmărind îndeaproape și în sens invers, axa de înecare a curburii Carpaților Orientali.

Anomaliile pozitive sînt grupate, și ocupă părțile de nord și de nord-vest ale regiunii, situîndu-se pe ariile muntoase limitrofe De-

presiunii Bîrsei. Două din aceste grupe de anomalii maximale străbat depresiunea de la nord spre sud, prin intermediul unor praguri înguste şi mai puţin intense, împărţind-o în trei compartimente. Astfel, mergînd de la est spre vest, apar anomaliile Teliu — Bodoc (care se închide spre SSV, pe aria Masivului Piatra Mare), anomaliile Cristianul Mare — Baraolt şi anomaliile Făgăraş — Perşani (ultimele anomalii rămîn deschise spre vest, indicînd prelungirea lor în această direcţie, de-a lungul versantului de nord al Munţilor Făgăraşului şi în bazinul Transilvaniei). Grupele de anomalii Teliu — Bodoc şi Cristianul Mare — Baraolt rămîn deschise spre nord.

Intensitatea anomaliilor maximale, în valori Δg relative, scade de la vest spre est şi de la nord spre sud, astfel: anomalia Perşani, 82 mgal; anomalia Baraolt, 75 mgal; anomalia Bodoc, 68 mgal. Apexele Teliu şi Bodoc sînt aproximativ de aceeaşi intensitate; apexul Cristianul Mare scade cu peste 15 mgal faţă de apexul Baraolt; apexul Făgăraş este mai intens cu peste 5 mgal decît apexul Perşani.

Anomaliile negative ocupă arii din Depresiunea Bîrsei şi separă grupele de anomalii maximale. Minimul Ghimbav — Hălchiu — Baraolt acoperă partea de vest a depresiunii; axa sa, orientată aproximativ nord-sud, reapare în sud, după o uşoară decalare spre vest, în minimul Tohanul-Nou. Minimul Prejmer — Sf. Gheorghe ocupă partea centrală a depresiunii; axa sa, de orientare NE—SV, dispare spre sud şi reapare spre nord (după o zonă de pozitivare în dreptul localităţilor Malnaş — Micfalău) în Depresiunea Miercurea Ciucului. Minimul Tg.-Săcuiesc se desfăşoară între Munţii Bodocului şi Oituzului, cuprinzînd partea de est a depresiunii. Intensităţile acestor anomalii, în valori Δg relative, descresc de la vest la est, astfel: minimul din vest, 26 mgal; minimul central, 34 mgal; minimul din est, 38 mgal.

Caracteristic pentru raporturile dintre anomaliile maximale şi anomaliile minimale sînt sectoarele de gradient orizontal foarte activ care le desparte şi zonele cu valori aproape staţionare din apexele lor.

În sfîrşit, mai este de semnalat grupul de anomalii pozitive dintre Cristianul Mare şi Leaota. Exceptînd anomalia de pe flancul de sud al Masivului Leaota, celelalte sînt efecte de relief topografic, care au fost eliminate în urma recalculării anomaliei Bouguer cu densităţi mai apropiate de valorile reale ale formaţiunilor geologice din regiune.

2. *Harta anomaliei Bouguer* $\sigma = 2,67\ g/cm^3$ (pl. II). Exceptînd unele anomalii locale de mică intensitate, considerate ca efecte de relief topografic în harta precedentă, care au dispărut, această nouă imagine gravimetrică păstrează integral aspectul anomaliilor regionale maximale şi minimale descrise. Mai mult, conturul anomaliilor devine mai unitar şi mai clar, relevînd un fapt nou, de o importanţă deosebită: axele de simetrie ale grupelor de anomalii maximale au tendinţa unei orientări nete de la SE spre NV, în timp ce axele de simetrie ale anomaliilor minimale îşi păstrează orientările precedente (încadrate în stilul structural al flişului).

Reamintim şi faptul că în regiunea Masivului Leaotei apare un grup de anomalii pozitive (pe versantul de sud) şi anomalii negative (pe ver-

santul de nord), care perturbă apreciabil desfășurarea izogamelor cîmpului regional din sud-vestul regiunii.

3. *Harta anomaliei Bouguer pentru densități medii* (pl. III). Recalcularea datelor primare cu o gamă de densități determinate pentru diferitele compartimente de formațiuni geologice prezente în regiune a condus la întocmirea unei reprezentări gravimetrice noi care, față de precedenta, nu prezintă modificări remarcabile. Considerăm că această hartă reproduce cel mai fidel raporturile contrastelor de densitate ale tuturor formațiunilor geologice prezente în substratul cercetat.

B. HĂRȚILE MAGNETICE ALE REGIUNII

Rezultatele magnetice sînt înfățișate sub forma hărții componentei verticale ΔZ (valorile relative măsurate) și a hărții anomaliei ΔZ (cîmpul măsurat, corectat de influența cîmpului geomagnetic normal).

1. *Harta componentei verticale* ΔZ (pl. IV). Intervalul măsurat între limitele de nord și de sud ale lucrării este de 615 γ. Se observă că valoarea gradientului mediu de latitudine (de 5,3 γ/km), calculat pentru arcul de meridian Bușteni, nu constituie un ordin de mărime reprezentativ pentru desfășurarea regională a cîmpului magnetic corespunzător acestui teritoriu. De la zonă la zonă, de-a lungul aceluiași arc de meridian, valoarea gradientului este cuprinsă între 3,5 și 17,0 γ/km. Deosebit de această variație anomală a valorii gradientului de latitudine, măsurătorile au înregistrat două *anomalii magnetice regionale pozitive*: una situată pe flancul de sud al Masivului Leaotei, acoperind o suprafață de aproximativ 40 km^2, a doua, mult mai mare (circa 750 km^2), ocupă extremitatea de est a Munților Făgărașului, partea de SV a Depresiunii Bîrsei și Masivul Cristianul Mare. Ambele anomalii sînt flancate spre sud cu sectoare de gradient de latitudine foarte activ (17 $\sim$ 15 γ/km). Intensitatea primei anomalii atinge o valoare medie de + 50γ, iar a doua de peste +150γ. Atît pe aria unei anomalii, cît și pe a celeilalte, au fost măsurate magnetizări locale, mult mai intense (uneori peste 1 000 γ), ca efect fie al unor benzi de cristalin epizonal impregnat cu magnetită, fie al unor filonașe de roci eruptive bazice.

În partea de NV a teritoriului cercetat, în perimetrul Rupea — Baraolt—Măeruș—Cuciulata, măsurătorile magnetice au fost influențate puternic de prezența rocilor eruptive, bazalte și diabaze. Valorile ΔZ obținute pe bazalte prezintă variații mari și foarte repezi pentru intervale mici de la punct la punct, astfel că, la scara hărții, interpolarea lor ar fi lipsită de orice semnificație fizică și geologică (pentru acest motiv, zona bazaltelor apare ca o pată albă în hărțile magnetice). În schimb, pe diabaze, valorile ΔZ măsurate sînt grupate și repartizate în așa fel, încît interpolarea lor este posibilă, iar semnificația anomaliilor obținute este în legătură directă cu forma și poziția de zăcămînt a masei eruptive.

2. *Harta anomaliei* ΔZ (pl. V). Anomalia ΔZ, reprezintă, datorită modului de eliminare a influenței cîmpului geomagnetic normal (1), valorile absolute ale contrastelor intensității de magnetizare ale formațiu-

nilor şi structurilor cantonate în partea superioară a litosferei. Valoarea medie a anomaliei ΔZ, raportată la planul de referinţă a cîmpului geomagnetic normal, prezintă de la sector la sector, următoarea variaţie : 300 γ, în partea de SV a lucrării ; 350 γ, în partea de N ; 400 γ, în partea de SE. Pe acest fond, uşor ondulat de la sector la sector, apar contururi minimale şi maximale de diferite întinderi şi cu intensităţi relativ reduse. Excepţie fac anomaliile pozitive din vestul regiunii (anomalia Leaota, anomalia Predeal—Codlea—nord Zărneşti şi anomalia Măeruş—Racoşul-de-Jos), care se disting atît prin zona lor de influenţă mare, cît şi prin ordinul de mărime al intensităţilor de magnetizare (380 γ ; 530 γ ; 410 γ). Deosebit de importantă apare anomalia din partea central-vestică a regiunii. Axa sa de simetrie, lungă de peste 60 km, este orientată ESE-VNV, desfăşurîndu-se în direcţia localităţilor Predeal—Codlea—nord Zărneşti.

Anomaliile magnetice negative din partea de NE a teritoriului cercetat sînt plasate pe aria Munţilor Baraoltului, Munţilor Bodocului, Culmile Teliului şi pe flancul de vest al Munţilor Oituzului. Intensitatea lor nu depăşeşte —30 γ. Pe compartimentul estic al Depresiunii Bîrsei apare o anomalie pozitivă, de circa + 15γ.

Creşterea valorii anomaliei ΔZ în partea de SE a regiunii, în direcţia depozitelor flişului paleogen şi a celor mio-pliocene din Subcarpaţi, se înscrie pe aria anomaliei magnetice regionale care se suprapune, pînă la identitate, anomaliei gravimetrice minimale precarpatice din Muntenia orientală (Şt. Airinei, 1953—1957).

CORELAREA REZULTATELOR GRAVIMETRICE ŞI MAGNETICE REGIONALE

Pentru corelarea rezultatelor gravimetrice şi magnetice regionale vom lua în considerare harta anomaliei Bouguer pentru densităţi medii (pl. III) şi harta anomaliei ΔZ (pl. V), acestea constituind imaginile geofizice cele mai apropiate de situaţiile reale, în ceea ce priveşte contrastele de densitate şi de intensitate de magnetizare ale maselor din substrat.

1. *Suprapuneri de rezultate.* Analizarea acestor două imagini geofizice arată că majoritatea anomaliilor gravimetrice au corespondenţe magnetice de întinderi comparabile, chiar dacă acest fapt nu apare evident de la prima vedere. Pentru uşurinţa comparării în paralel a rezultatelor gravimetrice şi magnetometrice din partea de nord a regiunii au fost întocmite două profile, trasate de la est spre vest, sub un unghi de 15°, plecînd dintr-un punct situat la SE de localitatea Breţcu, cu scopul de a trece prin apexele anomaliilor gravimetrice maximale Bodoc, Baraolt şi Perşani (profilul I) şi prin apexele gravimetrice minimale din Depresiunea Bîrsei, inclusiv anomalia gravimetrică-magnetică pozitivă din estul Munţilor Făgăraşului (profilul II).

Profilul I (fig. 1) traversează Munţii Bodocului, Baraoltului şi Perşani între localităţile Breţcu şi Veneţia-de-Jos. De-a lungul acestei direcţii, anomalia Bouguer înregistrează trei apexe maximale, corespunzătoare ariilor muntoase, cu intensităţi ce cresc de la est spre vest şi trei

minime pentru cele trei compartimente ale Depresiunii Bîrsei. Minimul din est reprezintă efectul părții centrale a compartimentului Tg-Săcuiesc, în timp ce minimul median și cel din vest manifestă efectul extremităților nordice ale compartimentelor Prejmer și Hălchiu. Profilul anomaliei ΔZ indică tendințe maximale pentru toate compartimentele Depresiunii Bîrsei și tendințe minimale pentru ariile muntoase Bodoc și Baraolt. Aria Munților Perșani apare pozitivă în ambele cîmpuri geofizice.

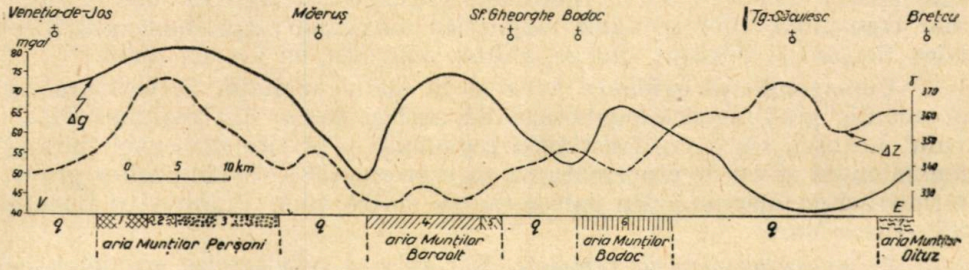


Fig. 1. — Profil gravimetric-magnetic E — V, între localitățile Bretcu — Veneția -de-Jos : *1*, formațiuni mezozoice ; *2*, cristalin de epizonă din insula de cristalin a Munților Perșani ; *3*, depozite apțiene-albiene (conglomerate) ; *4*, strate de Sinaia ; *5*, depozite barremiene ; *6*, depozite apțiene-albiene ; *7*, depozite eocene ; *q*, depozite cuaternare (limitele geologice după Harta geologică a Romîniei, scara 1 : 500 000, foaia 5, a).

Profilul II (fig. 2) străbate Depresiunea Bîrsei și partea estică a Munților Făgărașului, între localitățile Cernatul-de-Jos și Șinca-Nouă. Profilul anomaliei Bouguer înregistrează același număr de maxime și de minime. Apexul maximal din est nu se suprapune unei zone muntoase

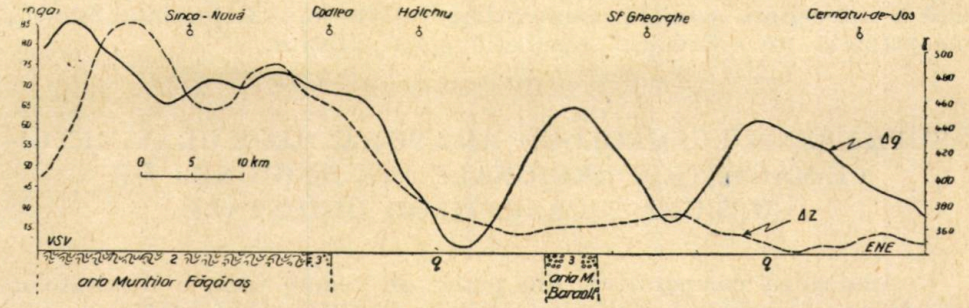


Fig. 2. — Profil gravimetric-magnetic ENE — VSV între localitățile Cernatul-de-Jos — Șinca-Nouă : *2*, formațiuni cristaline din partea estică a Munților Făgărașului ; *3*, depozite apțiene-albiene (conglomerate) ; *q*, depozite cuaternare (limitele geologice după Harta geologică a Romîniei, scara 1 : 500 000, foaia 5, a).

(se află în prelungirea sudică a Munților Bodocului) ; apexul maximal din centru apare în partea terminală de sud a Munților Baraoltului ; apexul maximal din vest se suprapune pe aria Munților Făgărașului. Minimele gravimetrice corespund celor trei compartimente ale Depresiunii Bîrsei. Profilul anomaliei ΔZ indică tendințe minimale în dreptul maximelor

gravimetrice Bodoc—Teliu şi Baraolt şi tendinţe maximale pentru compartimentele Prejmer şi Tg.-Săcuiesc ale Depresiunii Bîrsei. În vest, profilul magnetic urmăreşte, cu aceleaşi detalii, profilul gravimetric.

În concluzie, aceste două profile arată că anomaliile gravimetrice şi magnetice se conjugă cu acelaşi semn (în vest) şi cu semne diferite (în est). Astfel, anomaliile gravimetrice maximale Baraolt şi Bodoc—Teliu apar în harta anomaliei ΔZ sub forma unor minime magnetice de intensitate mică ($-15 \sim -35$ γ); minimele gravimetrice Tg.-Săcuiesc şi Prejmer corespund unor tendinţe magnetice maximale; maximele gravimetrice Perşani şi Făgăraş sînt reproduse magnetic cu acelaşi semn.

Corespondenţe evidente apar şi în sudul regiunii, în legătură cu anomaliile gravimetrice-magnetice, de acelaşi semn, din regiunea Masivului Leaotei, ca şi cu distribuţia regională — privite în sensul fizic al fenomenului şi nu în reprezentarea sa cartografică — a cîmpurilor gravitaţional şi geomagnetic din partea de SE (între văile Prahovei şi Buzăului—Bîsca-Mare).

2. *Nesuprapuneri de rezultate.* Necorelarea rezultatelor gravimetrice şi magnetice dintr-o regiune dată sau lipsa unui efect magnetic pentru un efect gravimetric şi invers, corespunde fie unor cauze geologice diferite, fie absenţei sursei perturbante pentru cîmpul geofizic respectiv. O altă cauză de necorelare, de rîndul acesta aparentă, o constituie suprapunerea unor efecte mai intense peste efecte mai reduse ca intensitate. Un caz tipic în regiunea cercetată îl constituie anomalia magnetică pozitivă Predeal—Codlea—Zărneşti, care acoperă efectul pozitiv slab al compartimentului Hălchiu din Depresiunea Bîrsei (rămas totuşi prezent sub forma unei tendinţe maximale în dreptul localităţilor Feldioara—Rotbav). Datorită acestui fapt, anomalia gravimetrică minimală Hălchiu, de suprafaţă şi intensitate maximă (compartimentul vestic al Depresiunii Bîrsei), nu prezintă un echivalent magnetic corespunzător.

ASUPRA SENSULUI GEOLOGIC AL ANOMALIILOR GRAVIMETRICE-MAGNETICE REGIONALE DIN REGIUNEA DE CURBURĂ A CARPAŢILOR ORIENTALI

Analizarea comparativă, din punct de vedere fizic, a rezultatelor înregistrate de cele trei hărţi ale anomaliei Bouguer (pl. I—III), pe de o parte, a rezultatelor magnetice figurate pe hărţile ΔZ şi a anomaliei ΔZ (pl. IV—V), pe de altă parte, şi în sfîrşit, corelarea efectelor gravimetrice şi magnetice (fig. 1 şi 2), conduc la stabilirea existenţei unor cauze geologice perturbatoare, atît în cîmpul gravitaţional, cît şi în cel geomagnetic, a căror prezenţă în regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali impune crearea unei imagini structurale a fundamentului, la care nu s-ar putea ajunge numai pe calea observaţiilor geologice de suprafaţă.

Plecînd de la aprecierea că suprafaţa limită a unui contrast de densitate dominant se situează între un fundament vechi, cel puţin hercinic,

și întreg ansamblul de roci acoperitoare, ținînd seama de forma, intensitatea și modul de trecere de la anomalii maximale la anomalii minimale — — prin intermediul unor sectoare înguste de gradient orizontal foarte activ, ca efect al unor plane de denivelare importante (fig. 3) — și avînd prezentă imaginea tectonică generală a regiunii de curbură a Carpaților Orientali (înecarea fundamentului de la NV spre SE), ajungem la concepția că datele gravimetrice reflectă imaginea unui fundament compartimentat în horsturi (anomaliile pozitive) și grabene (anomaliile negative). Din ordinul de mărime al intensităților și independent de poziția relativă a unui compartiment față de altul se deduce o afundare generală a fundamentului hercinic de la vest spre est și totodată de la nord spre sud. Liniile tectonice importante, planele de denivelare (notate în fig. 3 cu I), axele de simetrie maximale și minimale ale compartimentelor de fundament, precum și linia de cea mai mare pantă (notată cu II), reprezentînd direcția de înecare a curburii (ca rezultantă a direcțiilor de afundare N—S și V—E), sînt ilustrate prin linii simple (fig. 3).

La aceeași concluzie conduce și interpretarea anomaliilor magnetice în raport cu anomaliile gravimetrice. Suprafața medie a contrastului de intensitate de magnetizare se situează la limita dintre formațiunile vechi și cele noi. Această localizare se face în cadrul unei aprecieri calitative generale, în sensul că depozitele mai recente apar, din măsurători, mai magnetizate decît terenurile mai vechi. Apropierea de suprafață a unor compartimente alcătuite din terenuri mai vechi se traduce prin anomalii magnetice negative, în timp ce compartimentele scufundate și acoperite cu sedimente mai noi, apar sub forma unor anomalii cu tendințe magnetice pozitive. În această concepție, creșterea anomaliei ΔZ în partea de SE a regiunii, după direcția generală NV—SE, indică afundarea formațiunilor vechi și îngroșarea depozitelor mai recente. Această imagine, completată cu aceea a descreșterii regionale a cîmpului gravitațional în aceeași direcție, constituie, după părerea noastră, o schemă geologică plauzibilă a morfologiei fundamentului în regiunea de curbură, schemă ce se bazează exclusiv pe argumente geofizice.

Prezența celor două anomalii magnetice pozitive (anomalia de pe flancul de sud al Masivului Leaotei și anomalia Predeal—Codlea—Zărnești) furnizează elemente cu totul noi pentru fundamentul acestei părți a curburii Carpaților Orientali. Sursele perturbante, respectiv efectele anomale, nu pot fi atribuite nici uneia dintre formațiunile geologice cunoscute în regiune, inclusiv fundamentului hercinic. Suprafața anomaliilor magnetice se suprapune atît pe formațiuni vechi, cît și pe formațiuni noi; anomalia Predeal—Codlea—Zărnești cuprinde partea de est a Munților Făgărașului, culoarul Tohanilor (partea de SV a Depresiunii Bîrsei), Masivul Cristianul Mare și parte din flișul vest-intern din vecinătatea Predealului. În aceste condiții, singura explicație care se poate da este aceea că ele reprezintă efectul unor corpuri de roci magmatice adînci, active în mezozoic, cînd au procurat materialul eruptiv bazic al numeroaselor filoane existente pe aria lor. S-ar putea totuși ca să fie provocate, cel puțin parțial, de refularea unor pături subsialice magnetizate și foarte dense, ca efect al înecării regiunii de curbură.

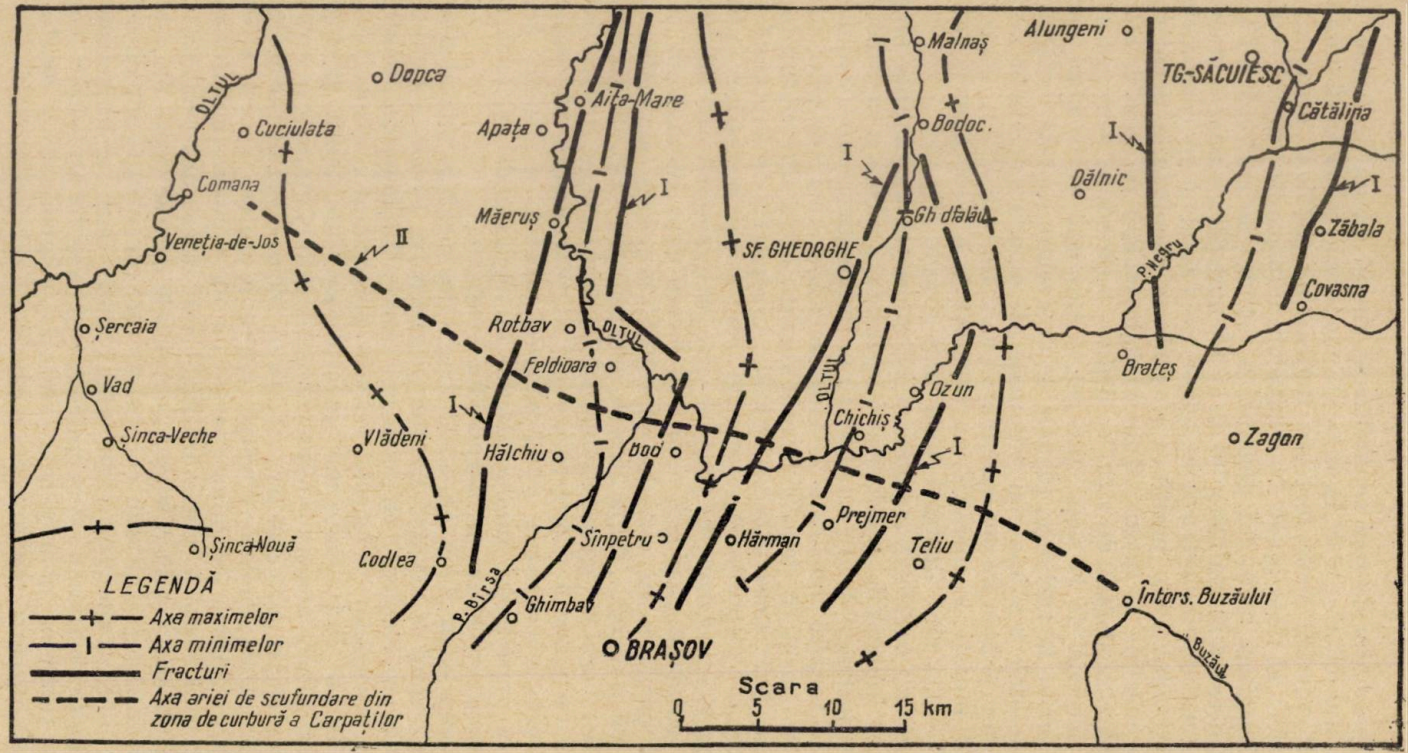
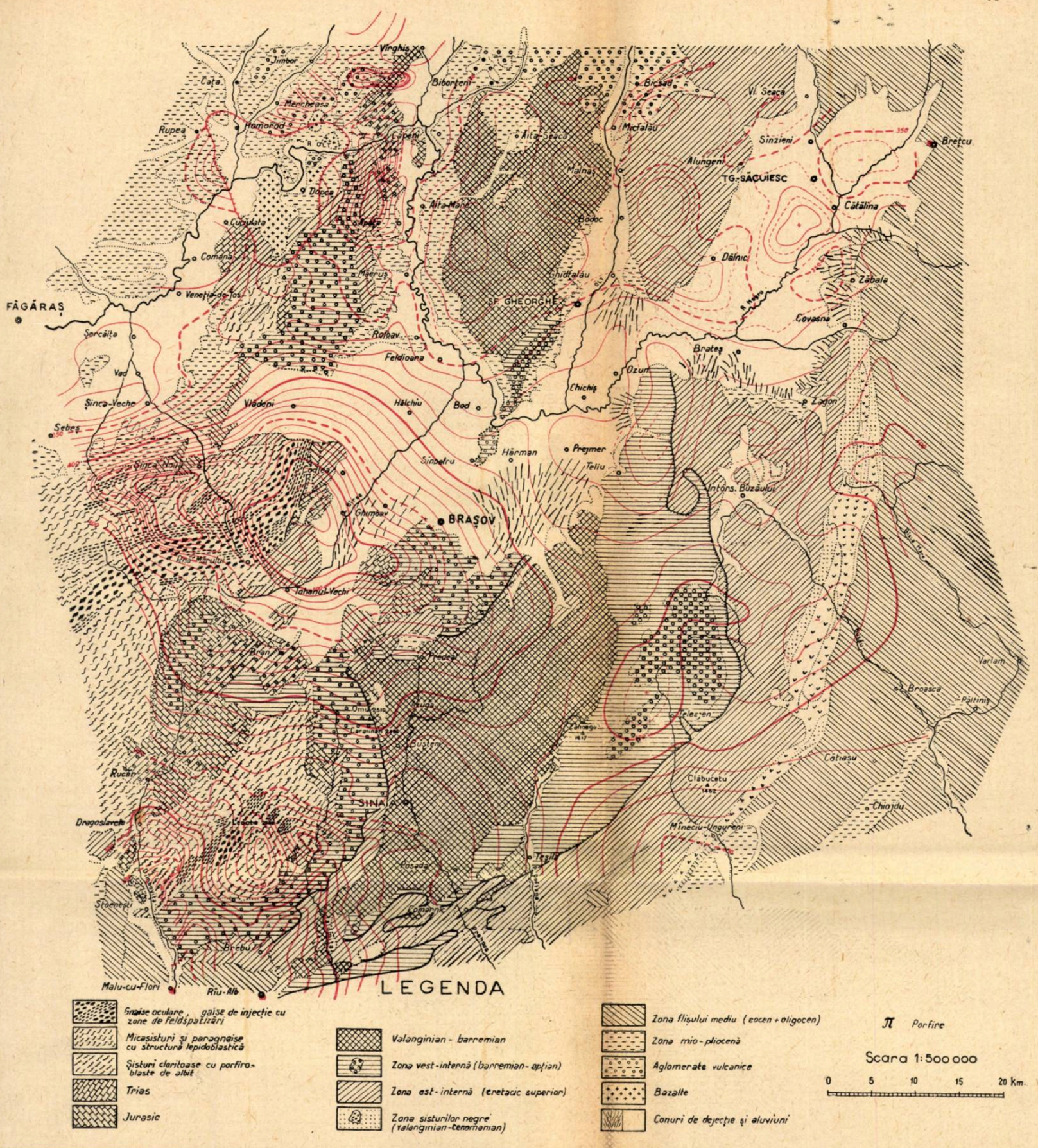
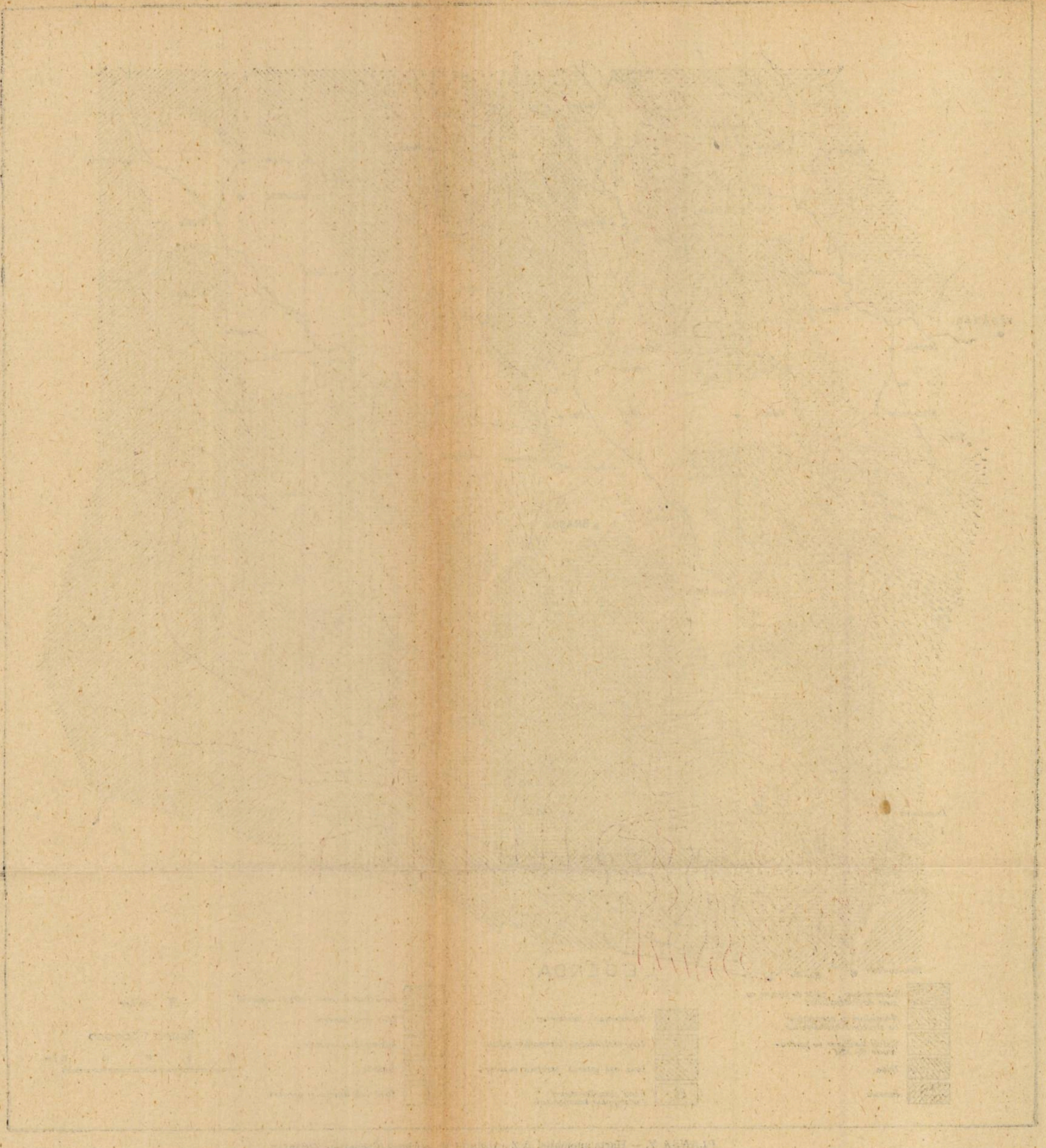
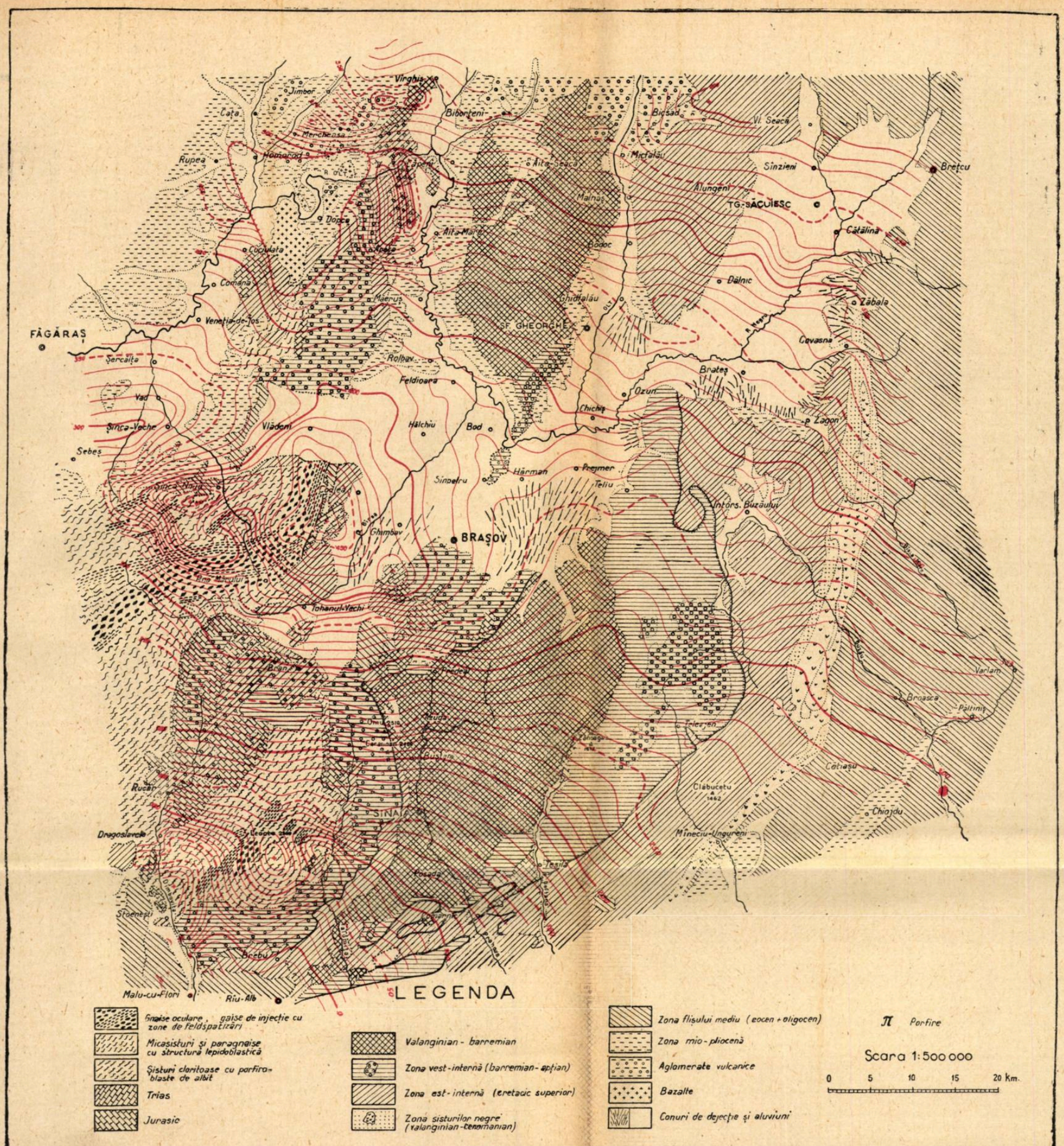


Fig. 3. — Schema liniilor tectonice importante din regiunea de curbură a Carpaților Orientali: I, planele de ruptură ce mărginesc compartimentele fundamentului; II, linia de cea mai mare pantă a direcției de afundare a fundamentului curburii.

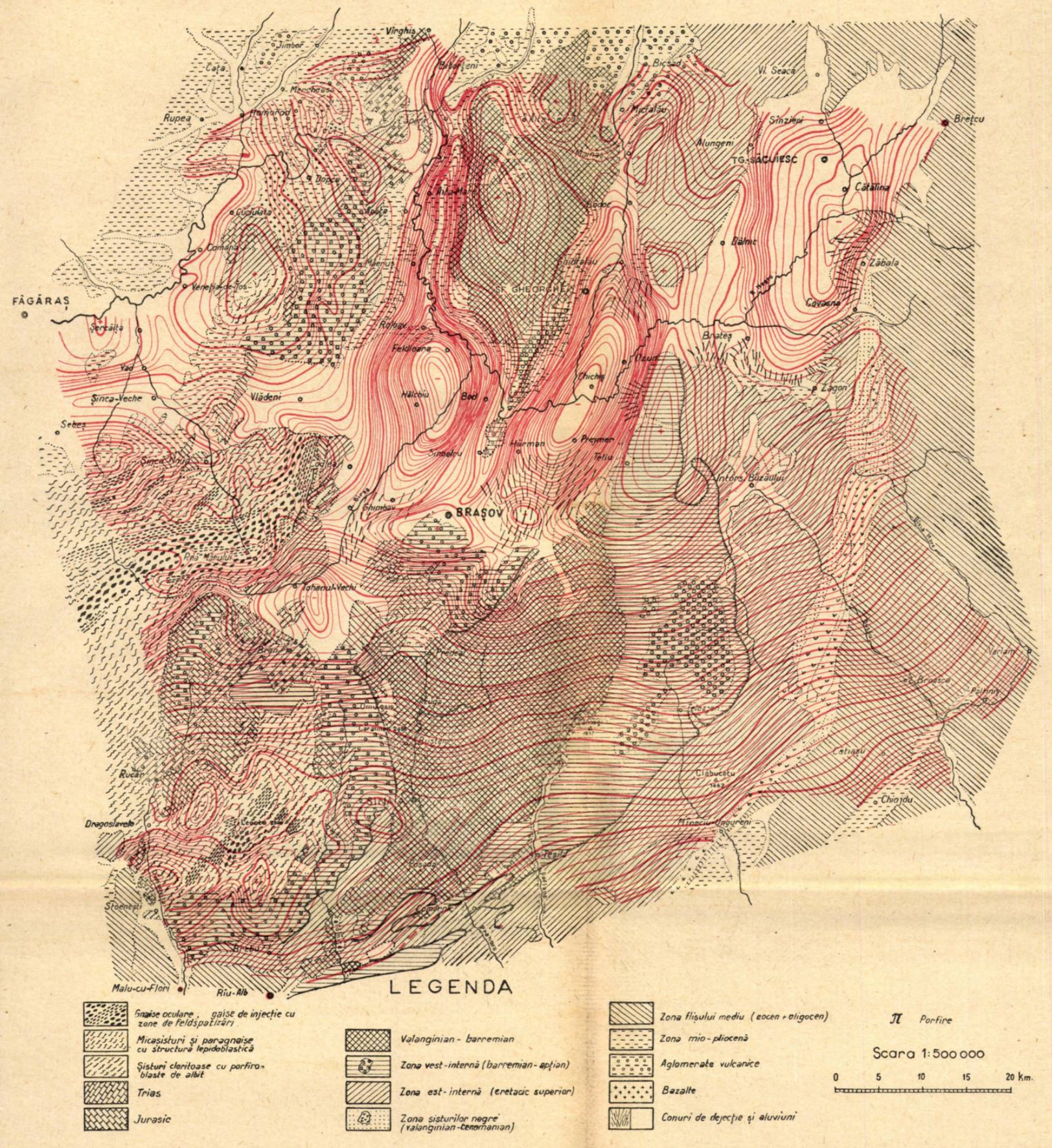


PLANȘA V. — Harta anomaliei Δ Z a regiunii de curbură Carpaților Orientali.

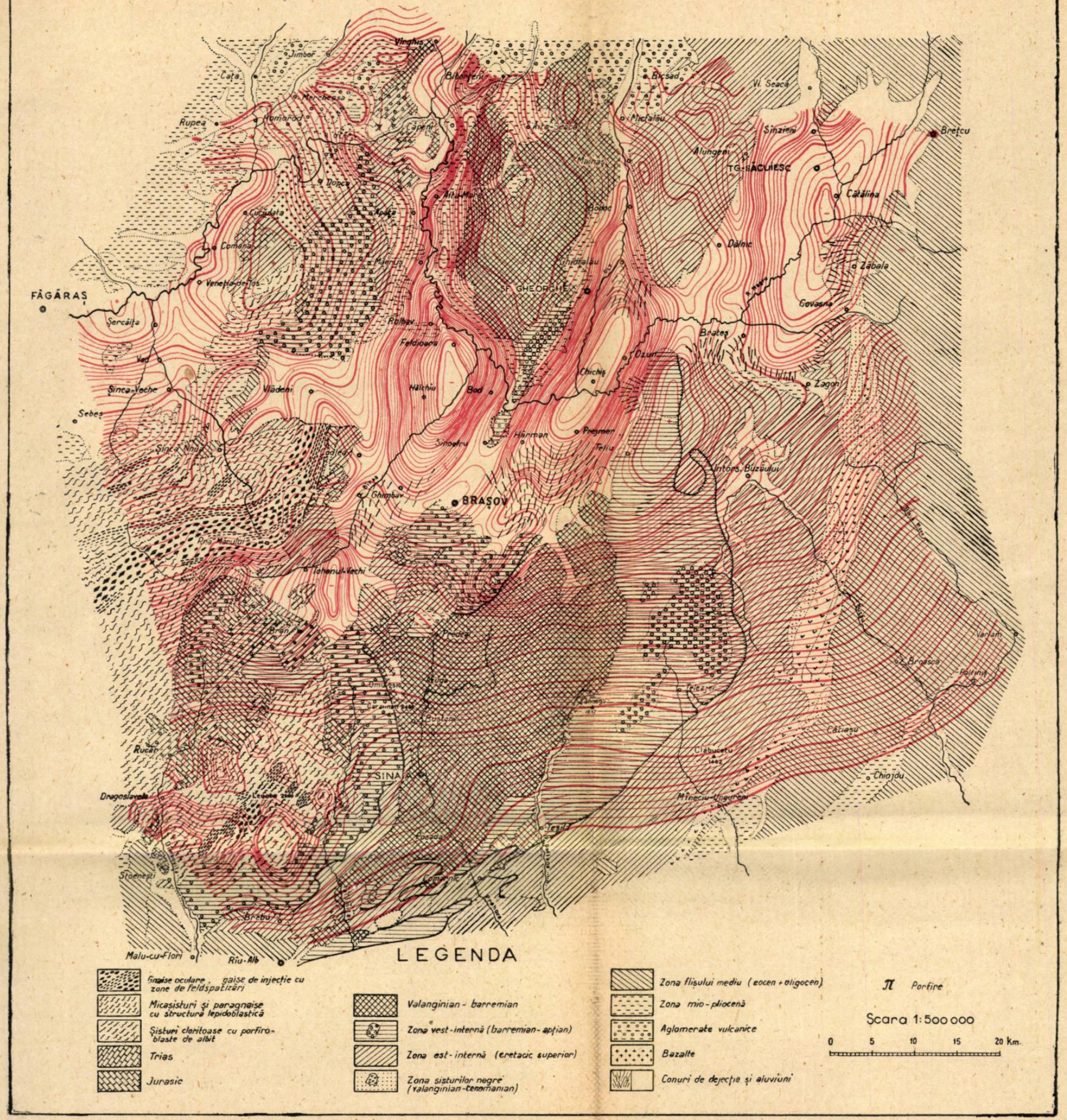




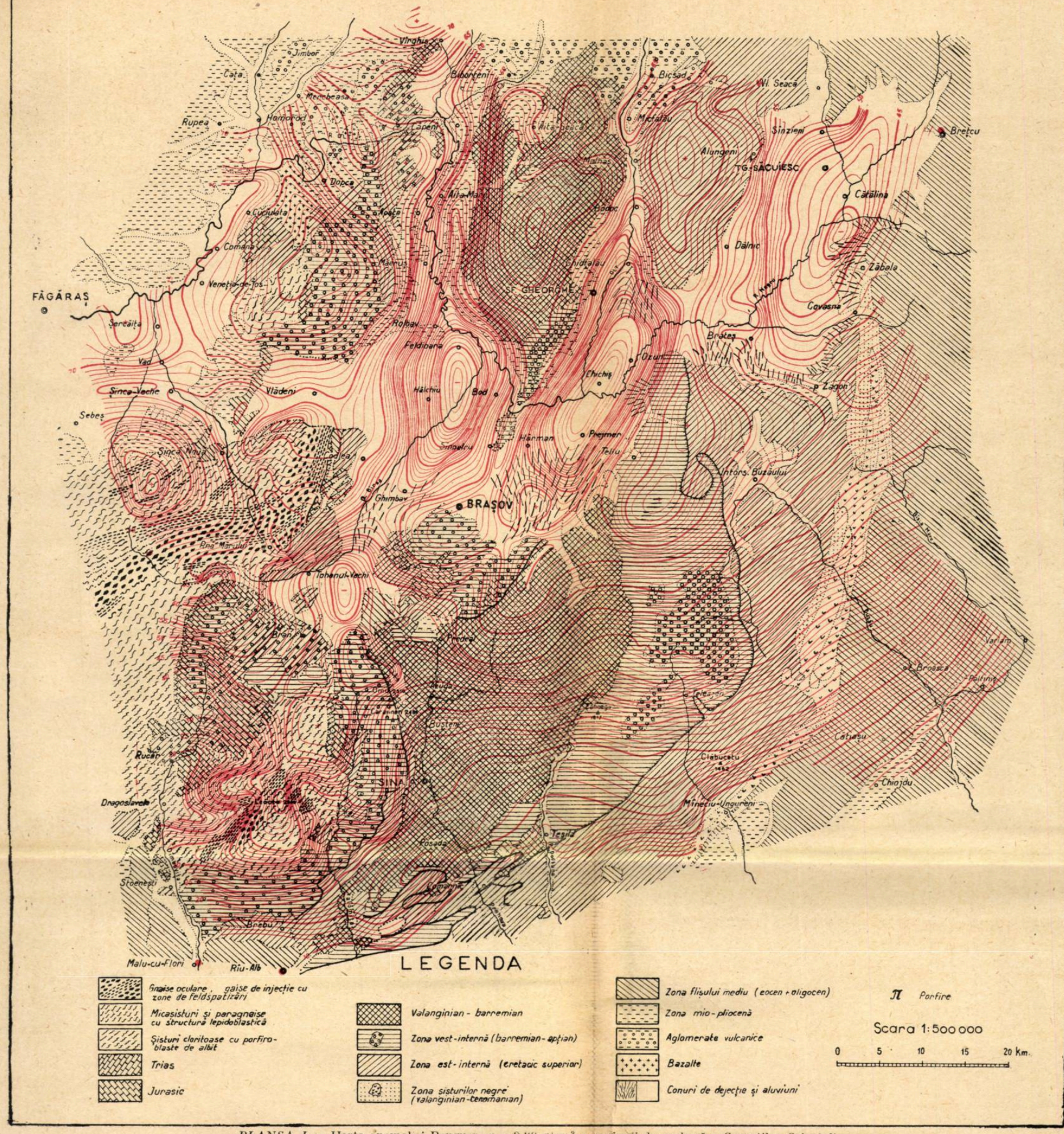
PLANȘA IV. Harta componentei verticale (ΔZ) a regiunii de curbură a Carpaților Orientali.



PLANȘA III. — Harta anomaliei Bouguer pentru densități media regiunii de curbură a Carpaților Orientali.



PLANȘA II. — Harta anomaliei Bouguer $\sigma = 2{,}67$ g/cm³ a regiunii de curbură a Carpaților Orientali.



LEGENDA

- Gnaise oculare, gaise de injecție cu zone de feldspatizări
- Micașisturi și paragnaise cu structură lepidoblastică
- Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit
- Trias
- Jurasic
- Valanginian - barremian
- Zona vest-internă (barremian-aptian)
- Zona est-internă (cretacic superior)
- Zona șisturilor negre (valanginian-cenomanian)
- Zona flișului mediu (eocen + oligocen)
- Zona mio-pliocenă
- Aglomerate vulcanice
- Bazalte
- Conuri de dejecție și aluviuni
- π Porfire

PLANȘA I. — Harta anomaliei Bouguer $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3 a regiunii de curbură a Carpaților Orientali.

În ceea ce privește rolul pe care l-a avut compartimentarea fundamentului în tectonica formațiunilor de cuvertură (fliș și molasă), apreciem că tectonica recentă a fost subordonată direct mișcărilor generale ale fundamentului, în sensul unei acomodări continui a cuverturii la un soclu compartimentat și de inegală instabilitate. În această idee, fundamentul se comportă totuși rigid, cedînd cu precădere mișcărilor verticale. Din cauza componenței sale, el nu reacționează, nu este antrenat în mișcarea de curgere a cuverturii spre exterior, așa cum se exprimă de altfel și I. Băncilă (2)[1]) în lucrarea sa asupra Carpaților Orientali. Însăși lipsa de paralelism dintre axele de simetrie ale anomaliilor gravimetrice pozitive — care arată direcțiile vechi ale compartimentelor de fundament — și axele de simetrie ale anomaliilor negative — care reflectă liniile structurale ale depozitelor noi care umplu compartimentele scufundate — arată gradul relativ redus de acomodare al depozitelor de cuvertură cu fundamentul subiacent.

CONCLUZII

Măsurătorile gravimetrice și magnetice întreprinse pe o parte a teritoriului regiunii de curbură a Carpaților Orientali au permis desenarea a cinci imagini geofizice, caracterizate prin cîmpuri regionale intense, care se aliniază pe aria de înecare a fundamentului hercinic după o direcție generală NV—SE.

Anomaliile maximale și minimale înregistrate în partea de nord a regiunii, arată o îmbucătățire a fundamentului hercinic într-un sistem de compartimente, horsturi și grabene, acoperite de depozitele flișului cretacic și paleogen. Mișcările verticale ale acestor compartimente și afundarea lor treptată spre sud-est nu au dirijat însă mișcările cuverturii sedimentare care, în ansamblu, s-a deplasat spre exterior, determinînd formarea arcului ce racordează liniile directoare ale Carpaților Orientali de acelea ale Carpaților Meridionali. Au fost puse în evidență, prin două anomalii magnetice regionale, două corpuri de roci magmatice vechi —una în partea de sud a Masivului Leaotei, alta axată pe direcția Predeal—Zărnești —Codlea — care au putut alimenta în mezozoic numeroasele apofize de roci eruptive bazice existente în regiune.

К ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА В ЗОНЕ ИЗГИБА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

РЕЗЮМЕ

Гравиметрические и магнитометрические измерения, проведенные в районе изгиба Восточных Карпат, приведены на пяти геофизических картах (таблицы I—V), на которых выделяются интенсивные ре-

[1]) p. 15—18.

гиональные поля, расположенные на площади погружения герцинского фундамента в СЗ—ЮВ направлении (г. Св. Георгий — дол. р. Бузэу).

Максимальные и минимальные аномальные значения, зарегистрированные в северной части района, указывают на расчлененный характер кристаллического фундамента, разбитого на отдельные блоки, с горстами (максимальные значения) и грабенами (минимальные значения), погребенными под меловыми и палеогеновыми флишевыми отложениями. Вертикальные движения различной интенсивности обусловившие перемещение различных блоков различной степени неустойчивости и постепенное погружение их в юго-восточном направлении, не повлияли непосредственно на флишевые и молассовые отложения, которые в общих чертах были перемещены по направлению к внешней части этой зоны, и обусловили образование дуги, составляющей связующее звено между осями Восточных и Южных Карпат.

Кроме этого, выявлены две региональные магнитные аномалии — два тела древних магматических пород, из которых одно — в южной части горного массива Ляоты, а второе вытянуто по линии Предял — Зэрнешть — Кодля. Присутствием этих тел объясняется развитие большого количества апофиз основных изверженных пород мезозойского возраста, прослеживающихся на площади исследованного района.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Профиль гравиметрических и магнитометрических измерений, широтного простирания, проходящий по линии Брецку — Венеция-де-Жос: *1* — мезозойские образования; *2* — останец епизональных кристаллических сланцев — горы Першань; *3* — отложения апта-альба (конгломераты); *4* — Синайские слои; *5* — барремские отложения; *6* — отложения апта-альба; *7* — эоценовые отложения; *q* — четвертичные образования (геологические границы заимствованы из геологической карты Румынии, м-б 1 : 500 000, таблица V).

Рис. 2. — Профиль гравиметрических и магнитометрических измерений ВСВ—ЗЮЗ, проходящий по линии Чернату-де-Жос — Шинка-Ноуэ: *1* — мезозойские образования; *2* — кристаллические образования восточной части фагарашских гор; *3* — отложения апта-альба (конгломераты); *q*—четвертичные образования (геологические границы заимствованы из геол. карты Румынии, м-б 1 : 500 000, таблица V).

Рис. 3. — Схема главных тектонических линий в районе изгиба Восточных Карпат: I — плоскости разрыва, ограничивающие различные блоки фундамента; II — линия максимального погружения фундамента в зоне Карпатского изгиба.

Таблица I

Карта аномалии Буге $\sigma = 2{,}20$ г/см³ в зоне изгиба Восточных Карпат.

Таблица II

Карта аномалии Буге $\sigma = 2{,}67$ г/см³ в зоне изгиба Восточных Карпат.

Таблица III

Карта аномалии Буге для средних плотностей в зоне изгиба Восточных Карпат.

Таблица IV

Карта вертикальной составляющей (ΔZ) в зоне изгиба Восточных Карпат.

Таблица V

Карта аномалии ΔZ в зоне изгиба Восточных Карпат.

DONNÉES GÉOPHYSIQUES SUR LA STRUCTURE DU SOUBASSEMENT DE LA COURBURE DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

Les mesures gravimétriques et magnétiques faites dans la région de courbure des Carpates orientales, consignées sur les cinq cartes géophysiques des planches I à V, font ressortir des champs régionaux intenses, alignés le long de l'aire d'ennoyage du soubassement hercynien, selon la direction générale NO—SE (Sf. Gheorghe — vallée du Buzău).

Les anomalies gravimétriques maximales et minimales, enregistrées à la partie nord de la région, indiquent une fragmentation du soubassement cristallin en un système de compartiments, horsts (anomalies maximales) et grabens (anomalies minimales), recouverts par les dépôts du Flysch crétacé et paléogène. Les mouvements verticaux de ces compartiments d'inégale instabilité et leur affaissement graduel vers le sud-est n'ont pas dirigé directement les mouvements des dépôts de Flysch et de molasse qui, dans l'ensemble, se sont déplacés vers l'extérieur et ont déterminé la formation de l'arc raccordant les lignes directrices des Carpates orientales à celles des Carpates méridionales.

En outre, deux anomalies magnétiques régionales ont mis en évidence deux corps de roches magmatiques anciennes (l'un à la partie sud du massif de Leaota, l'autre le long d'une ligne passant par Predeal—Zărnești—Codlea) qui, au Mésozoïque, ont été à même d'alimenter les nombreuses apophyses de roches éruptives basiques existant dans la région.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profil gravimétrique-magnétique E—O, entre les localités Bretcu et Veneția-de-Jos : *1*, formations mésozoïques ; *2*, cristallin d'épizone de l'île de cristallin des monts Perșani ; *3*, dépôts aptiens-albiens (conglomérats) ; *4*, Couches de Sinaia ; *5*, dépôts barrémiens ;

6, dépôts aptiens-albiens ; *7*, dépôts éocènes ; *q*, dépôts quaternaires (limites géologiques, d'après la Carte géologique de la Roumanie au 500 000e, feuille 5, *a*).

Fig. 2. — Profil gravimétrique-magnétique ENE—OSO entre les localités Cernatu-de-Jos et Şinca-Nouă ; *2*, terrains cristallins de la partie orientale des monts Făgăraş ; *3*, dépôts aptiens-albiens (conglomérats) ; *q*, dépôts quaternaires (limites géologiques d'après la Carte géologique de la Roumanie au 500 000e, feuille 5, *a*).

Fig. 3. — Schéma des lignes tectoniques importantes de la région de courbure des Carpates orientales ; I, plans de rupture, limitant les compartiments du soubassement ; II, ligne de plus grande pente de la direction d'affaissement du soubassement de la courbure.

Planche I

Carte de l'anomalie Bouguer $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3 de la région de courbure des Carpates orientales.

Planche II

Carte de l'anomalie Bouguer $\sigma = 2{,}67$ g/cm^3 de la région de courbure des Carpates orientales.

Planche III

Carte de l'anomalie Bouguer pour des densités moyennes, de la région de courbure des Carpates orientales.

Planche IV

Carte de la composante verticale (ΔZ) de la région de courbure des Carpates orientales.

Planche V

Carte de l'anomalie ΔZ de la région de courbure des Carpates orientales.

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ŞT., *Imagini gravimetrice şi geomagnetice din regiunea de curbură, pentru Carpaţii Orientali şi Ţara Bîrsei*, Stud. şi cercet. geol., 1959, **IV**, *1*, 127.
2. BĂNCILĂ I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Ed. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
3. MURGEANU G., *La nappe interne dans les environs de Comarnic et de Teşila (Prahova)*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1934, **16**, 280.

RELAȚIILE DINTRE ANOMALIA GRAVITĂȚII ȘI STRUCTURA GEOLOGICĂ A DOBROGEI DE NORD ȘI A REGIUNILOR LIMITROFE DIN MOLDOVA DE SUD ȘI MUNTENIA DE EST

DE

RADU BOTEZATU, TRAIAN BĂCIOIU și JUSTIN ANDREI

Comunicare prezentată de I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R. P. R., în cadrul Conferinței de geofizică, din 13—15 iunie 1960

I. INTRODUCERE

Caracterele net deosebite pe care le prezintă din punct de vedere morfologic, ca și stratigrafic și tectonic, fac ca Dobrogea să apară ca o unitate geologică aparte față de regiunile învecinate. Dacă partea sudică a ei se găsește în raporturi mai puțin complicate față de Platforma Prebalcanică, cu care face corp comun, părțile nordică și centrală, atît prin structura lor cît și în ceea ce privește relațiile cu zonele adiacente exterioare, au dat naștere la diverse discuții și ipoteze.

În ultimii 10 ani, activitatea intensă de foraj în regiunea de sud a Moldovei și în Muntenia de est a adus o serie de informații importante cu privire la continuarea structurii dobrogene în fundamentul acestor regiuni. Cu scopul de a ușura aprofundarea cunoștințelor geologice în această regiune, este prezentată în lucrarea de față anomalia cîmpului gravității, care permite interpolarea și extrapolarea datelor cunoscute pînă în prezent din foraje și din cartările geologice.

Materialul gravimetric care este prezentat constituie o sinteză a cercetărilor independente, efectuate de autori în porțiuni mai restrînse, cu ocazia studierii unor probleme economice sau științifice în cadrul Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare din Comitetul geologic al R.P.R., între anii 1949 și 1957. Sintetizat și prelucrat în mai multe ipoteze, acest material, după cum se va vedea mai departe, aduce contribuții interesante

la descifrarea structurii geologice ascunse din regiunea care face obiectul studiului de faţă.

Dispozitivul de puncte de măsurare, pe baza căruia au fost construite imaginile anomaliei gravităţii în reducerea Bouguer, este constituit dintr-o reţea de profile care a condus final la o densitate medie de acoperire cu puncte de măsurare de 1 punct/1,5 km^2. Determinarea variaţiei cîmpului gravităţii a fost efectuată cu gravimetrele Nörgaard T.N.K. 412, 1005 şi 1380 şi Carter 701, cu o eroare maximă pe punctele de măsurare de $\pm$ 0,20 mgal. Avînd în vedere că erorile care provin din celelalte măsurători (topografice), auxiliare în cartarea gravimetrică, transpuse în unităţi de gravitate, sînt foarte mici datorită caracteristicilor morfologice ale regiunii, se poate conta pe o precizie (derivată numai din măsurătorile de teren) de circa $\pm$ 0,25 mgal.

Anomalia gravităţii în reducerea Bouguer a fost calculată prin procedeul standardizat, aplicînd valorilor măsurate ale cîmpului gravităţii şi compensate pe circuite poligonale închise următoarele reduceri geofizice :

— reducerea de altitudine (termenii Faye şi Bouguer), folosind valoarea normală a gradientului vertical al gravităţii de 0,3086 mgal/m altitudine şi ca suprafaţă de reducere prelungirea suprafeţei în repaus a Mării Negre ;

— reduceri de relief (topografice şi cartografice) determinate prin metoda Schleusener şi evaluate pînă la distanţa maximă de 5 km faţă de fiecare punct de măsurare ;

— reduceri de cîmp normal, calculate pe baza formulei internaţionale şi a elipsoidului geodezic de referinţă, raportate la paralela 45°N.

Pentru densitatea stratului intermediar, necesară calculului reducerilor de altitudine şi de relief, s-a folosit iniţial valoarea de 2,20 g/cm^3. Această valoare a fost aleasă cu scopul principal de a integra direct datele gravimetrice obţinute în această regiune în ansamblul general al hărţii gravimetrice a R.P.R. Imaginea anomaliei gravităţii astfel obţinută şi reprodusă în figura 1, îndeosebi în sectorul Dobrogei de nord unde variaţiile reliefului topografic ating circa 400 m, iar rocile de la suprafaţă prezintă o mare varietate de valoare a densităţii, a păstrat unele efecte gravimetrice parazitare, independente de structura geologică. Din această cauză, a fost construită o a doua imagine a anomaliei gravităţii pe care o reproducem în figura 3, folosind de data aceasta valori diferite pe compartimente geologice pentru densitatea stratului intermediar, în care efectele parazitare amintite mai sus sînt eliminate aproape total. Criteriile folosite pentru raionarea zonelor de egală densitate şi pentru stabilirea valorilor densităţii stratului intermediar vor fi expuse în capitolul următor.

II. DATE PRIVIND CARACTERISTICILE FIZICO-GEOLOGICE ALE REGIUNII

Regiunea care face obiectul acestui studiu a fost intens cercetată din punct de vedere geologic, aşa încît poate fi considerată în momentul de faţă ca fiind bine cunoscută, cel puţin la scara regională (1 : 500 000)

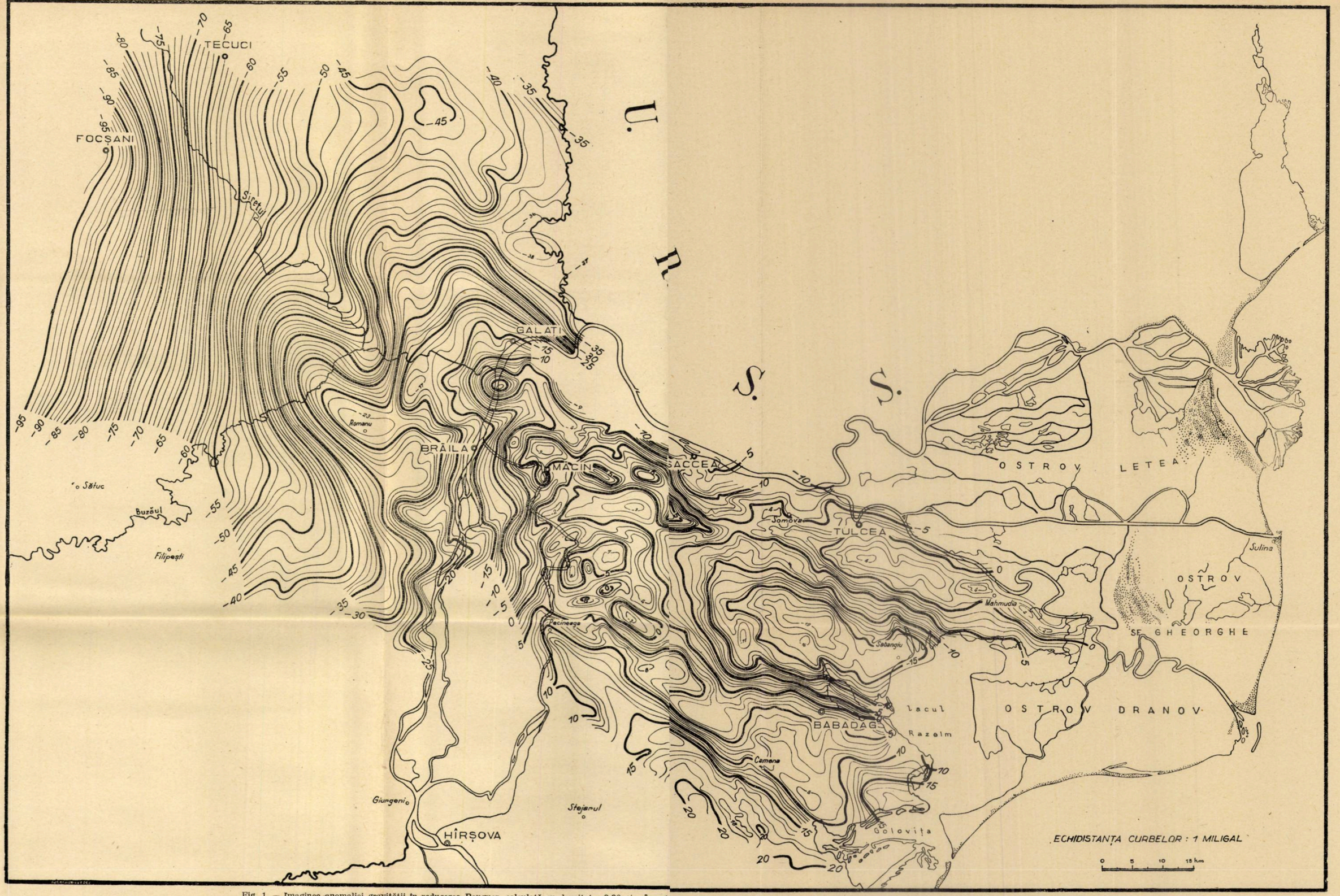
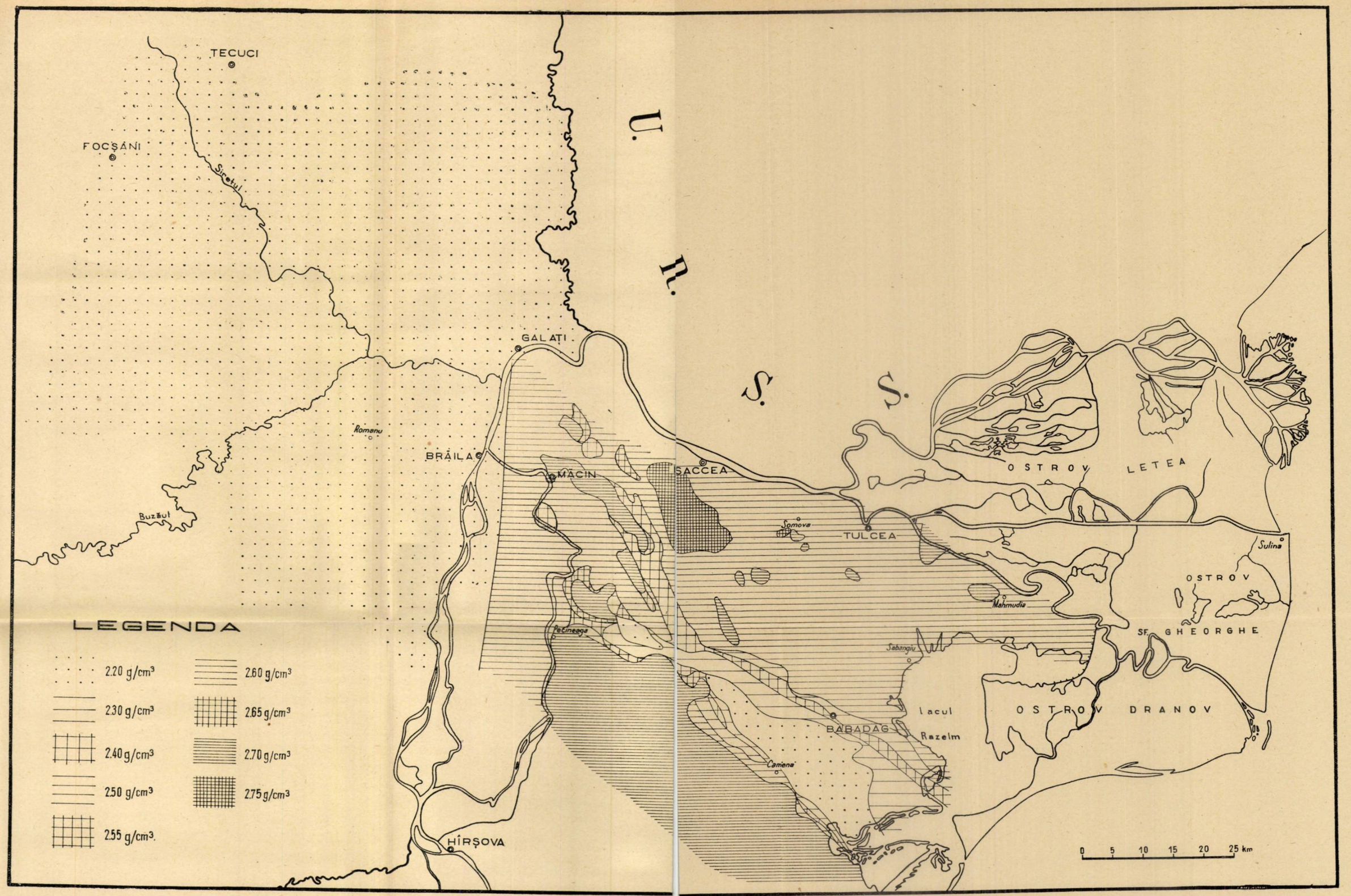


Fig. 1. — Imaginea anomaliei gravității în reducerea Bouguer, calculată cu densitatea 2,20 g/cm³ pentru stratul intermediar, în Dobrogea de nord și regiunile limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est.



c. 131

Fig. 2. — Schiţă indicînd zonele de densitate medie constantă a stratului intermediar în Dobrogea de nord şi regiunile limitrofe din Moldova de sud şi Muntenia de est.

la care sînt prezentate rezultatele gravimetrice obținute de noi. Fără a intra în detalii, vom preciza pe scurt numai elementele geologice principale pe care le considerăm strict necesare înțelegerii prezentării rezultatelor și ipotezelor care au reieșit din analiza datelor gravimetrice.

În regiunea cartată gravimetric sînt separate următoarele unități geologice distincte :

Cîmpia Romînă. Cartarea gravimetrică acoperă numai o parte din zona nordică a Cîmpiei Romîne (Cîmpiile Siretului, Brăilei și Rîmnicului) caracterizată la suprafață prin depozite aparținînd în exclusivitate cuaternarului. Forajele recente au arătat că în substratul acestor depozite de suprafață (Balta-Albă, Ghergheasa, Ianca) se dezvoltă în succesiune normală depozite pliocene, sarmațiene și tortoniene, în grosime totală de peste 3 400 m.

Zona din Moldova de sud cu fundament cristalin de tip dobrogean. Această zonă este acoperită aproape în întregime de cartarea gravimetrică. Ea este caracterizată la suprafață prin depozite cuaternare și levantine, ultimele prezente sub formă de fîșii pe direcția N—S, în deschideri de-a lungul văilor principale. Așa cum a reieșit din foraje, depozitele de suprafață sînt suportate de depozite pliocene în succesiune normală și dezvoltate complet în partea de nord (Costache Negri, Frumușița) sau cu prezența numai a termenilor superiori cum ar fi numai levantinul și dacianul (Lascăr Catargiu) sau numai dacianul (Smîrdan) în partea de sud. Sub depozitele pliocene au fost întîlnite în unele foraje și depozite sarmațiene (Pechea, Băleni, Costache Negri, Frumușița). Fundamentul depozitelor neogene este constituit fie din depozite permo-carbonifere (Vădeni, Sendreni, Baldovinești, Frumușița) sau devoniene (Cotu-Lung), fie din roci cristaline (Smîrdan, Galați, Vînători, Lascăr Catargiu, Negrea, Costache Negri) sau diorite (Galați, Gura Siretului).

Grosimea depozitelor neogene din această zonă este de minimum cîteva sute de metri în vecinătatea Dunării (Galați, Vădeni etc.) și crește către nord și vest atingînd cîteva mii de metri (un foraj la T. Vladimirescu a rămas la circa 2 500 m în sarmațian).

În esență, forajele recente din această zonă au indicat pe direcția Smîrdan—Costache Negri prezența în fundament a unui anticlinoriu constituit din roci de tip dobrogean, cu șisturi mezo-katazonale de tip Orliga în ax și cu flancurile constituite din șisturi epizonale, șisturi verzi și formațiuni paleozoice, străpuns în zona axială de roci eruptive (diorite asemănătoare cu cele de la Greci).

Munții Măcinului. Sînt constituiți din depozite paleozoice care, la Orliga, stau pe un fundament de șisturi cristaline de tip mezo-katazonal. Depozitele paleozoice sînt dispuse într-un sinclinoriu, orientat NV—SE, cu flancurile constituite din depozite devoniene, probabil și siluriene și avînd ca umplutură strate de Carapelit atribuite permo-carboniferului. Depozitele paleozoice sînt străbătute de roci eruptive formate dintr-o magmă acidă granitică, cu diferențieri în faza lichid magmatică de la granite acide cu feldspați potasici și cu separații de porfire pînă la diorite și gabbrouri, care desemnează o serie de anticlinale ca efect al unei cutări intense.

În mare parte zona este acoperită cu o manta de loess.

Colinele Mahmudiei. Reprezintă o cută anticlinală constituită din depozite devoniene, care apar în cîteva sectoare între Tulcea şi Mahmudia de sub depozitele triasice sau loess.

Delta Dunării. Este caracterizată la suprafaţă prin depozite cuaternare deltaice constituite din aluviuni, nisipuri, terase etc., care stau, aşa cum a reieşit din foraje recente, pe un fundament de depozite jurasice de facies predobrogean.

Zona triasică. Ocupă o suprafaţă mare în partea estic-centrală a Dobrogei de nord, caracterizată prin roci triasice care apar de sub mantaua de loess în petice variabile ca întindere în suprafaţă, cutate pe direcţia NV—SE şi foarte fragmentate. Fundamentul depozitelor triasice îl constituie depozitele paleozoice.

Depozitele triasice sînt străbătute de roci eruptive bazice-diabaze (Niculiţel, Luncaviţa, Somova, Başchioi etc.), care apar în general sub formă de curgeri de lave şi porfire (Meidanchioi — Dealul Consul, Somova).

Bazinul Babadag. Este constituit din depozite cretacice (superioare) care sînt aşezate transgresiv pe un fundament de depozite paleozoice în vest (Munţii Măcinului) şi triasice în est (zona triasică). Depozitele cretacice formează un mare sinclinoriu orientat E-V, tectonizat sub formă de anticlinale şi sinclinale secundare.

Zona şisturilor verzi. Din această zonă, cartarea gravimetrică ocupă o porţiune restrînsă, în partea nordică a lor. Limita nordică a şisturilor verzi o constituie linia Pecineaga — Camena (11), (13), de-a lungul căreia acestea împreună cu şisturile cristaline încalecă peste depozitele paleozoice şi triasice ale Dobrogei de nord. Şisturile verzi sînt strîns cutate şi laminate, cu metamorfisme locale mai accentuate datorită injecţiilor unei magme dioritice. Ele se găsesc la suprafaţă sau acoperite, îndeosebi în sectorul vestic, de mantaua de loess care este prezentă parţial în toate unităţile geologice ale Dobrogei de nord. Între Başpunar şi Camena, imediat la sud de linia de dislocaţie, aflorează de sub şisturile verzi o bandă de şisturi cristaline mezo-katazonale, cutate conform cu şisturile verzi.

În completarea elementelor geologice principale, amintite mai sus, este prezentată în tabelul nr. 1 repartiţia formaţiunilor geologice şi a tipurilor de roci, precum şi constituţia lor petrografică şi grosimea (acolo unde este cunoscută) pe unităţile geologice din cuprinsul regiunii cartate gravimetric, cu indicarea poziţiei spaţiale a lor. Totodată, este înscrisă, în acelaşi tabel, şi densitatea rocii sau formaţiunii respective.

Valorile densităţilor au fost stabilite în urma unei analize care a avut la bază valori determinate prin metode indirecte (Nettleton, Jung) de R. Botezatu şi Gr. Popp, valori determinate direct pe probe din deschideri sau carote din găuri de sondă de Al. Costa-Foru[1]) precum şi valori sau limite generale de variaţie pentru tipurile respective de roci furnizate de literatura de specialitate.

[1]) Al. Costa-Foru, *Studiul densităţii rocilor formaţiunilor geologice din regiunile în curs de prospectare şi explorare,* Rap. Arh. Com. geol., 1954.

Valorile densităților astfel stabilite stau la baza interpretării geologice a anomaliilor gravității din această regiune, care va fi prezentată în capitolul următor.

Tot cu ajutorul acestor valori s-a făcut și raionarea zonelor de densitate medie constantă a stratului intermediar, prezentată în figura 2 și care a servit la construirea imaginii anomaliei gravității în reducerea Bouguer, calculată cu valori diferite pe compartimente geologice pentru densitatea acestui strat (fig. 3).

Criteriul care a stat la baza acestei raionări a fost complex, cu considerarea simultană a situației geologice cunoscute sau apreciate ca cea mai probabilă pe întreaga grosime a stratului intermediar în fiecare punct de măsurare (privind atît formațiunile prezente în subsol cît și raporturile dintre acestea) și a valorilor indicate pentru densitatea fiecărei formațiuni sau tip de rocă. Astfel, densitatea în fiecare punct de măsurare reprezintă o medie ponderată, pe grosimea stratului intermediar în acel punct, a densităților rocilor prezente. Acolo unde sînt contacte verticale sau practic verticale — între roci eruptive și sedimentare, cum ar fi de exemplu separarea ariei de dezvoltare în suprafață a granitelor din Munții Măcinului, zonele de densitate constantă prezintă salturi brusce de valori; unde contactele sînt mai puțin înclinate, de exemplu pe flancurile sinclinalului Babadag, trecerea s-a făcut gradat folosind zone cu valori intermediare.

III. INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR GRAVITĂȚII

Imaginile anomaliei cîmpului gravității în Dobrogea de nord și regiunile limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est prezintă un aspect general foarte perturbat, reflectînd structura geologică complicată, caracteristică acestei regiuni.

Înainte de a trece la un studiu mai atent al perturbațiilor cîmpului gravității, trebuie precizat de la început că în această regiune imaginile anomaliei reproduc aproape integral numai efectul gravimetric al structurii geologice, respectiv al păturii superioare a scoarței terestre. Nu este cazul să ne așteptăm aici la efecte de compensare izostatică mari din cauza variațiilor mici de relief prezente în regiune. Efectele echilibrării izostatice a blocurilor învecinate, în speță regiunea muntoasă a Carpaților și cea depresionară a Mării Negre, se manifestă cu o valoare mică și cu un caracter de variație practic liniară. Lucrul acesta apare clar din hărțile de corecții izostatice, calculate pentru teritoriul R.P.R. de către M. Socolescu și colaboratori (16), din care se poate constata că variația acestor corecții este de circa 25 mgal și continuu crescînde de la SE către NV. Cum variația anomaliei gravității în reducerea Bouguer depășește 120 mgal pe aceeași direcție, se poate constata că o corectare a imaginilor anomaliei în ipoteza echilibrării izostatice a reliefului nu va produce decît o nivelare regională, practic liniară pe direcția indicată, a anomaliei gravității, fără a modifica în esență aspectul general al acestor

Tabelul

Repartiţia rocilor pe unităţi geologice şi caracteris

Formaţiunea geologică sau roca	Unitatea geologică în care				
	Cîmpia Romînă	Moldova de sud cu fundament dobrogean	Munţii Măcinului	Colinele Mahmudiei	Delta Dunării
Cuaternar	manta, acoperită la suprafaţă de soluri	manta, acoperită la suprafaţă de soluri	parţial la suprafaţă	parţial la suprafaţă	parţial la suprafaţă
	aluviuni sau loess	aluviuni sau loess	—	—	la suprafaţă
Levantin	întîlnit în sonde (Balta-Albă, Ianca, Suraia etc.)	parţial la suprafaţă, întîlnit în sonde (Costache Negri, Frumuşiţa etc.)	—	—	—
Dacian	întîlnit în sonde (Balta-Albă)	întîlnit în sonde (Costache Negri, Lascăr Catargiu, Negrea etc.)	—	—	—
Ponţian	întîlnit în sonde (Balta-Albă, Ianca etc.)	întîlnit în sonde (Costache Negri, Frumuşiţa)	—	—	—
Meoţian	întîlnit în sonde (Balta-Albă, Ianca)	întîlnit în sonde (Costache Negri, Frumuşiţa)	—	—	—
Sarmaţian	întîlnit în sonda Balta-Albă	întîlnit în sonde (Costache Negri, Frumuşiţa, Pechea, Băleni etc.)	—	—	—
Tortonian	întîlnit în sonda Balta-Albă	—	—	—	—
Cretacic	—	întîlnit în sonda de la Frumuşiţa	—	—	—
Jurasic	—	—	petice la Cîrjelari şi Aiorman	—	întîlnit în foraje sub cuaternar
Triasic	—	—	—	—	—
Permo-carbonifer	întîlnit în sonde (Traian, Baldovineşti etc.)	întîlnit în sonde (Frumuşiţa (?), Vădeni, Şendreni etc.)	la suprafaţă sau acoperit de cuaternar	—	—

nr. 1

ticile lor în cuprinsul regiunii cartate gravimetric

apare și poziția spațială			Constituția petrografică	Grosimea m	Densitatea g/cm³
zona triasică	bazinul Babadag	zona șisturilor verzi			
parțial la suprafață	parțial la suprafață	parțial la suprafață	loess, lehm	20—40	1,50—1,60
—	—	—	terase, aluviuni, nisipuri	20—70	1,80—2,35
—	—	—	marne, nisipuri, pietrișuri	70—1 450	2,10—2,15
—	—	—	marne, argile, nisipuri cu intercalații de lignit, pietrișuri	300—700	2,10—2,20
—	—	—	marne, nisipuri	150—500	2,20—2,30
—	—	—	nisipuri și marne, uneori calcare și tufuri andezitice	60—600	2,20—2,40
—	—	—	gresii și calcare peste care stau marne și nisipuri	500	2,30
—	—	—	marne, nisipuri și gresii	?	2,25
—	la suprafață	—	conglomerate cu fragmente de roci triasice în bază; gresii conglomeratice și gresii calcaroase la mijloc; depozite calcaro-grezoase cu nodule de silex la partea superioară	> 200	2,20—2,40
petice la Sarighiolul-de-Vale	—	la suprafață în sinclinale	calcare, argile, gresii	?	2,50
la suprafață sau acoperit de loess	apare pe flancurile sinclinalului constituind suportul depozitelor cretacice	—	roci conglomeratice, calcaroase, grezoase la bază și cu intercalații șistuoase la partea superioară	?	2,60
—	—	—	șisturi argiloase roșii, cenușii sau verzi, gresii și conglomerate (strate de Carapelit)	?	2,55

Formaţiunea geologică sau roca	Unitatea geologică în care				
	Cîmpia Romînă	Moldova de sud cu fundament dobrogean	Munţii Măcinului	Colinele Mahmudiei	Delta Dunării
Devonian	întîlnit în sonda Cotu-Lung	—	la suprafaţă pe flancurile sinclinalului	la suprafaţă între Tulcea şi Mahmudia	—
Şisturi verzi (precambrian ?)	—	—	—	—	—
Cristalin (precambrian)	întîlnit în sonde (Traian, Brăila etc.)	întîlnit în sonde (Smîrdan, Lascăr Catargiu, Costache Negri etc.)	la suprafaţă la Orliga	—	—
Granite	—	întîlnite în sonde (Lascăr Catargiu)	— apar la Iacobdeal ; — apar la Măcin, Ciucurova şi Popina-Mare — Coşlugea ; — apar în Culmea Pricopanului ; — apar la Greci	—	—
Diorite	—	întîlnite în sonde la Galaţi, Gura Siretului etc.	apar la Greci	—	—
Porfire	—	—	apar la sud de Turcoaia	—	—
Diabaze	—	—	apar la nord de Luncaviţa	—	—

Tabelul nr. 1 (continuare)

apare și poziția spațială			Constituția petrografică	Grosimea m	Densitatea g/cm³
zona triasică	bazinul Babadag	zona șisturilor verzi			
iviri la Trestenic, Culac-Cazlar, Cataloi	iviri, metamorfozate de erupțiile porfirice de la Atmagea, Cîrjelari și Camena	—	șisturi argiloase, negricioase, cu intercalații de calcare și cuarțite	?	2,60
—	—	la suprafață sau acoperite de cuaternar sau jurasic	șisturi argiloase-marnoase, compacte, de culoare verzuie-cenușie ; șisturi grezoase ; conglomerate, cu elemente provenind din primele două tipuri, cu fragmente de granit diferit de cel din Dobrogea de nord	?	2,70
—	—	apare de sub șisturile verzi între Baspunar și Camena	gnaise, micașisturi, șisturi clorito-sericito-cuarțoase, amfibolite, cuarțite etc.	?	2,70—2,90
apar la Islam-Geafer, la sud de Telița	apar la Cîrjelari — Atmagea	—	— granite alcali-potasice ; — granite alcali-sodice ; — granite gnaisice cu biotit calco-alcaline ; — granite calco-alcaline	?	2,70
—	—	—	diorite cu diferențieri mai bazice pînă la gabbrouri	?	2,75
apar la Somova, Cișla, Islam-Geafer, Dealul Consul, Mihai Bravul, Cataloi (Uzumbair)	apar la Sacarbair, Cîrjelari, Mst. Uspenia, Camena	—	porfire, porfirite	?	2,70
apar la Niculițel și la nord de Babadag	—	—	diabaze cu structură microcristalină, care trec uneori în diabaz-porfirite	?	2,75

imagini. Această constatare ne îndreptăţeşte să considerăm în concluzie că imaginile anomaliei gravităţii în regiunea studiată, sub forma de anomalii în reducerea Bouguer în care sînt prezentate, pot fi interpretate în mod satisfăcător din punct de vedere geologic.

Lămurind această problemă, putem trece mai departe la analiza rezultatelor gravimetrice obţinute.

Imaginile anomaliei gravităţii în reducerea Bouguer construite pentru această regiune, atît cea cu valoarea de 2,20 g/cm^3 pentru densitatea medie a stratului intermediar (fig. 1), cît şi cea cu valori diferite pe compartimente geologice pentru densitatea acestui strat (fig. 3), prezintă un aspect general sensibil asemănător, care derivă îndeosebi din caracterul morfologic general cu variaţii relativ mici de relief. Pentru sectorul Dobrogei de nord, unde variaţiile de relief sînt ceva mai mari şi tipurile de roci la suprafaţă foarte diferite — cuprizînd o gamă întreagă de roci sedimentare, cristaline şi eruptive — imaginea din figura 3 aduce modificări locale de formă, intensitate şi poziţie în plan a perturbaţiilor ca efect al unei reflectări mai veridice a structurii geologice. Din această cauză, în interpretarea geologică ne vom baza pe imaginea anomaliei gravităţii în reducerea Bouguer reprodusă în figura 3.

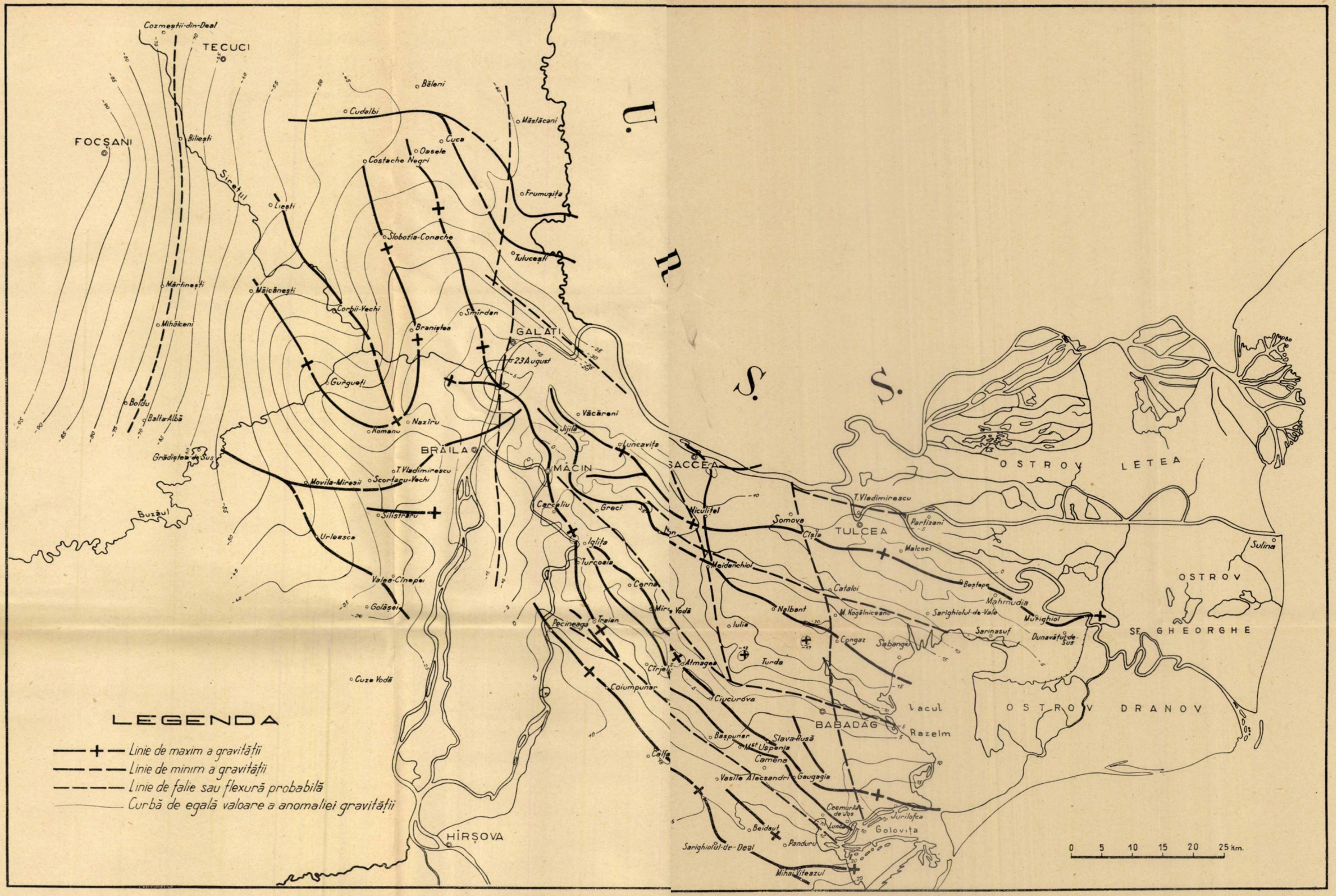
Pentru uşurarea înţelegerii rezultatelor, la care ne-a condus analiza datelor gravimetrice, a fost construită o schiţă simplificată a imaginii anomaliei gravităţii din figura 3, pe care au fost trasate axele de simetrie ale anomaliilor de maxim şi minim ale gravităţii, precum şi liniile care despart compartimentele cu regim de variaţie diferit al acestei anomalii (fig. 4).

Ceea ce pune în evidenţă de la început schiţa reprodusă în figura 4 este separarea regiunii cercetate în trei zone distincte, şi anume :

— Zona Dobrogei de nord, caracterizată prin anomalii intense, de extindere în suprafaţă relativ mică, şi ordonate pe o serie de linii de maxim şi minim care păstrează direcţia generală a liniei de încălecare Pecineaga — Camena, cu o clară convergenţă către cotul Dunării de la Galaţi. În această zonă s-ar cuprinde întreaga Dobroge de nord pînă la o linie vestică, orientată N-S, pe direcţia Măstăcani — V Frumuşiţa — V Tulucești — Galaţi, de unde se continuă spre sud prin Balta Brăilei.

— Zona precarpatică cu fundament apropiat, cuprinsă între linia de mai sus şi o linie care ar trece prin localităţile Cozmeştii-din-Deal, Bilieşti, Mihălceni, continuîndu-se spre sud între Boldu şi Balta-Albă. Aceasta este caracterizată prin anomalii de asemenea intense, cu o extindere în suprafaţă mai mare şi care manifestă două direcţii preferenţiale, şi anume : una NNV — SSE, prezentă în regiunea în care Cîmpia Romînă ia contact cu sudul Moldovei şi o alta, aproximativ E-V, prezentă în partea nordică a porţiunii cartate gravimetric din sudul Moldovei.

— Zona precarpatică cu fundament adînc, situată la vest de ultima linie de separaţie, în care nu mai apar în evidenţă anomalii închise sau tendinţe anomale clare care să poată fi ordonate pe axe de simetrie, caracterizată numai printr-o scădere rapidă şi continuă a valorilor gravităţii de la est către vest.



c. 131

Fig. 4. — Schiță simplificată a anomaliei gravității în Dobrogea de nord și regiunile limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est, cu axele de simetrie ale anomaliilor de maxim și minim și liniile care despart compartimentele cu regim de variație diferit al anomaliei gravității (construită pe baza imaginii din fig. 3).

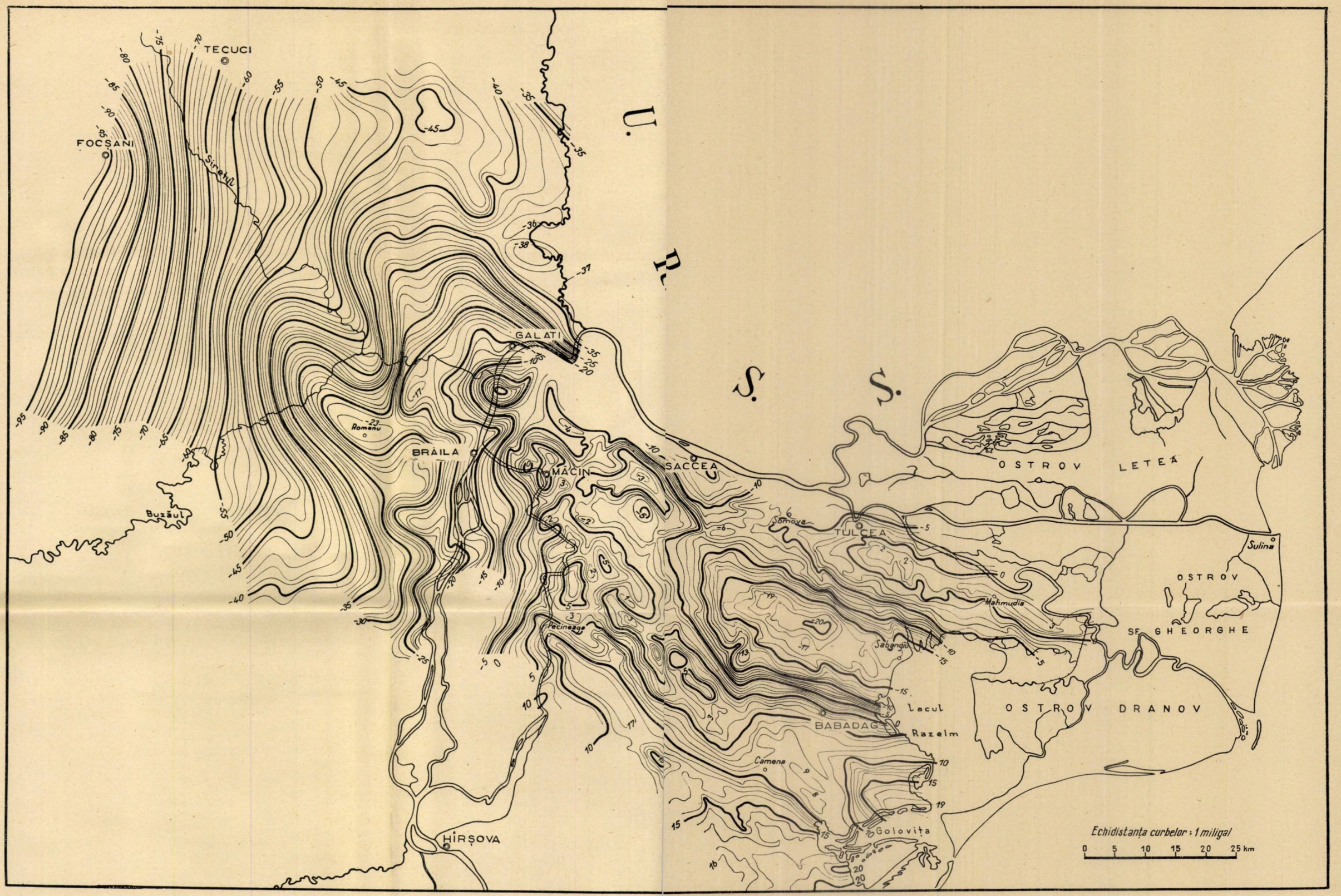


Fig. 3. — Imaginea anomaliei gravității în reducerea Bouguer, calculată cu valori diferite pe compartimente geologice pentru densitatea stratului intermediar, în Dobrogea de nord și regiunile limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est.

Abstracție făcînd de unele schimbări de direcție a liniilor anomale, care vor fi analizate în detaliu mai departe, caracterul ordonat al acestora, precum și continuitatea lor neinfluențată de structurile geologice de suprafață ca și de repartiția variată de tipuri de roci de la suprafață, intensitatea mare ca și amploarea spațială a perturbațiilor cîmpului gravității etc., sugerează o cauză comună în toate zonele separate mai sus. Pe baza acestei observații, autorii au ajuns la concluzia că în regiunea studiată, sub raportul regional, anomalia gravității este comandată de raporturile dintre fundamentul cristalin și sedimentele acoperitoare. Ca linie directoare în interpretarea geologică a anomaliei gravității în această regiune admitem că în general imaginea acestei mărimi reflectă poziția spațială a unui fundament cristalin, cutat inițial și reluat ulterior în cutare împreună cu formațiunile paleozoice, evoluînd de la anticlinale simple, simetrice , la cute-falii cu eruptiv în axul lor sau fracturat, constituind horsturi sau grabene de amploare diferită.

În afară de acest rezultat principal, anomalia gravității aduce o serie de informații și precizări cu privire atît la dispoziția în adîncime a fundamentului, cît și la prezența unor elemente geologice de altă natură în această regiune, după cum urmează :

Zona Dobrogei de nord. La o analiză atentă, avînd la bază anomalia gravității și datele geologice cunoscute în momentul de față, se constată că în timp ce anumite unități sau elemente geologice de suprafață își găsesc confirmarea în anomaliile gravimetrice (de exemplu ridicării axiale a depozitelor devoniene din Colinele Mahmudiei îi corespunde un maxim, linia de încălecare Pecineaga — Camena este confirmată printr-o variație rapidă a valorilor anomaliei etc.), altele au un corespondent gravimetric de sens cu totul contrar (de exemplu, pe axul sinclinalului Babadag este plasat un maxim gravimetric; granitelor, dioritelor și gabbrourilor de la Greci le corespunde un minim etc.). În plus, tendința de continuitate a liniilor anomale, care trec nestingherite peste diverse elemente geologice, ca și compartimentarea în zone cu nivele diferite de variație a valorilor acestei anomalii, aduc în discuție posibilitatea existenței unor elemente geologice noi, necunoscute pînă acum datorită caracterului lor ascuns.

Liniile anomale principale din această zonă, descrise în dezvoltarea lor de la N către S sînt următoarele :

— Linia de maxim Văcăreni — Luncavița — S Niculițel — S Somova — S Tulcea — S Malcoci — Beștepe — Mahmudia — Murighiol — N Dunavățul-de-Sus. Această linie pleacă de pe peticile de depozite devoniene și stockurile granitice situate la NV de Văcăreni, continuîndu-se către est peste depozitele de loess dintre Văcăreni și Luncavița, granitele de la sud de Luncavița și partea sudică a ariei de dezvoltare în suprafață a diabazelor de la Niculițel, de unde intră pe depozitele cuaternare sau triasice trecînd peste porfirele și diabazele de la sud de Somova — Cîșla și apoi pe la sud de peticile de roci devoniene care apar la suprafață între Tulcea și Mahmudia. Din această linie unitară de maxim gravimetric se desface o ramificație la SE de Luncavița, care se îndreaptă către localitatea Măcin.

Această linie de maxim a anomaliei gravității corespunde unei cute anticlinale majore a fundamentului cristalin care evoluează de la o cută anticlinală normală, largă, aducînd la suprafață depozitele paleozoice (devoniene) în unitatea geologică a Colinelor Mahmudiei, la o cută-falie în regiunea cotului Dunării, unde se observă că toate liniile anomale se adună către un punct nodal care corespunde maximului gravimetric de la sud de localitatea 23 August. În porțiunea faliată a acestui anticlinal magmele au avut cale liberă de avansare către suprafață producînd, după consolidarea lor, stockurile granitice de la Văcăreni — Luncavița, diabazele de la Niculițel și diabazele și porfirele de la sud de Somova — Cîșla. Din datele gravimetrice mai reiese că, în timp ce toate celelalte mase eruptive cunoscute sînt aliniate aproape perfect pe această linie de maxim a gravității, diabazele de la Niculițel fac excepție, linia de maxim fiind situată pe zona de periferie sudică a ariei de dezvoltare în suprafață a acestora. Aceasta confirmă caracterul de curgere a lavelor diabazice, arătînd că înrădăcinarea lor se găsește către SV; totodată, migrația anomaliei de maxim, corespunzătoare diabazelor, către Măcin, sugerează legătura genetică posibilă a acestora cu masele de roci eruptive granitice situate la SV de ele.

— Linia de minim Jijila — E Măcin — Dealul Țuțuiatu — Nifon — Meidanchioi — Nalbant — Congaz — S Sabangia urmează imediat la sud de linia de maxim indicată mai sus. Această linie de minim este plasată în partea de NV pe depozite de loess la suprafață, după care taie oarecum transversal masivele de roci granitice din Culmea Pricopanului și se continuă spre SE prin centrul ariei de dezvoltare a depozitelor triasice. Ea corespunde axei unei depresiuni sinclinale majore a fundamentului cristalin, dezvoltată în întreaga Dobroge nordică. Prezența la suprafață a masivelor eruptive granitice pe această linie arată că acestea nu au o înrădăcinare locală, ci sînt venite din adîncime fie pe linia de fractură a anticlinalului faliat de la nord, discutat anterior, fie pe o altă linie asemănătoare situată la sud. Acest lucru este demonstrat de faptul că masivele eruptive granitice deși se găsesc local în contrast pozitiv de masă față de depozitele sedimentare (devoniene și permo-carbonifere) din unitatea Munții Măcinului și în mod normal (adică în cazul unei înrădăcinări locale) ar fi trebuit să producă maxime gravimetrice, ele au circumscrise în realitate anomalii de minim sau nu sînt marcate de loc prin anomalii.

— Linia de maxim S 23 August — Măcin — Carcaliu — Iglița — Cerna — Mircea Vodă — Atmagea — Ciucurova — Slava-Rusă — N Gaugagia — Jurilofca, cu o ramificație care pleacă de la NV de Iglița trecînd prin Turcoaia și Traian și continuîndu-se către SE pînă în Valea-Aiorman. Aceasta este a treia linie majoră de anomalie a gravității în cuprinsul Dobrogei nordice și este plasată pe depozitele de loess suportate de rocile devoniene și permo-carbonifere din unitatea Munții Măcinului, călcînd peste masivele granitice de la Măcin, Turcoaia, Cerna și cele din vecinătatea localității Mircea Vodă; de la Mircea Vodă și pînă la Jurilofca este plasată în jumătatea sudică a sinclinalului Babadag, pe depozitele cretacice ale acestuia local acoperite de roci cuaternare.

Această linie de maxim are, în accepția noastră, semnificația unei alte cute anticlinale a fundamentului cristalin, care a favorizat venirea către suprafață a magmelor granitice din adîncime și care au creat prin consolidare masivele granitice actuale de la Măcin, Cerna, Greci etc., ca și, probabil, cele din Dealul Pricopanului, precum și granodioritele și porfirele de la Cîrjelari — Atmagea.

În sectorul central al ei, această cută întîlnește o altă cută anticlinală secundară a fundamentului cristalin, pe fractura căreia au venit la suprafață magmele consolidate în masivele granitice și porfirice de la Turcoaia. Capătul nord-vestic al acestei importante linii anomale corespunde unei anomalii locale intense de maxim gravimetric către care converg toate liniile majore ale Dobrogei de nord și care corespunde probabil unui alt masiv de roci eruptive care nu a mai ieșit la suprafață.

Neconcordanța care apare între direcțiile structurale constatate la suprafață în unitatea Munții Măcinului și direcțiile structurale ale fundamentului din sectorul depresionar Nifon — Greci se datoresc probabil cutării numai a cuverturii paleozoice, ca efect al împingerii laterale, produsă de nucleul cristalin al anticlinalului S 23 August — Măcin — Carcaliu — Iglița.

— Linia de minim Iglița — E Cîrjelari — N Baspunar — Mănăstirea Uspenia — Gaugagia — N Ceamurlia — S Lunca este a patra linie majoră de anomalie gravimetrică. Aceasta se conturează la sud de Iglița pe peticile de depozite devoniene care apar de sub loess și trece apoi peste masivul granitic de la Piatra-Roșie, depozitele cuaternare ale capătului sudic al unității Munților Măcinului, ca să intre apoi la est de Traian pe partea sudică a ariei cu depozite cretacice din bazinul Babadagului, traversînd masivul eruptiv porfiric de la Cîrjelari și ocolind pe la nord masele eruptive din sectorul Baspunar — Camena.

Și această linie de minim gravimetric corespunde unei cute sinclinale majore a fundamentului cristalin care, ca și cele discutate mai sus, traversează Dobrogea nordică pe toată lățimea ei, cu aceeași observație că masele eruptive își au înrădăcinarea deplasată față de poziția lor la suprafață.

În afară de liniile anomale de extindere regională, anomalia gravității mai pune în evidență cîteva linii de intensitate și amploare mai mică, cum ar fi de exemplu liniile de minim de la Isaccea, SV Traian ca și cea care trece printre Babadag și Slava-Rusă, a căror semnificație este probabil comparabilă cu a celorlalte, respectiv reprezintă axele unor sinclinale secundare ale fundamentului cristalin. Cu privire la zona de minim de la Isaccea, se observă că aceasta prezintă o tendință de legătură cu anomalia principală de minim de pe direcția Meidanchioi — Nalbant — Congaz. Aceasta sugerează, că în acest sector, pe direcția Meidanchioi — Niculițel — Isaccea, se face legătura între depozitele triasice ale Dobrogei nordice și cele ale Depresiunii Predobrogene.

Zona Dobrogei de nord este separată de regiunile învecinate prin variații rapide ale valorilor anomaliei gravității, cu orientarea preferențială a curbelor de egală valoare a acestei anomalii și cu schimbarea netă a regimului de variație a gravității de o parte și de alta a lor. Acestea au

semnificaţia unor trepte (falii sau flexuri) care detaşează Dobrogea nordică de regiunile limitrofe ca o unitate geologică aparte.

Pe schiţa simplificată a imaginii anomaliei gravităţii, reprodusă în figura 4, au fost trasate prin linii întrerupte direcţiile care reprezintă axele valorilor maxime ale gradientului orizontal şi care corespund poziţiei medii a planului după care se face denivelarea fundamentului. Acestea sînt :

— La sud, linia N Pecineaga — S Başpunar — S Camena — Ceamurlia-de-Jos, care corespunde liniei de încălecare a zonei şisturilor verzi din Dobrogea centrală peste depozitele paleozoice şi triasice ale Dobrogei de nord. Cum această linie a fost discutată într-o lucrare anterioară a autorilor (5), nu insistăm asupra ei.

— La vest, linia Galaţi — 23 August, care trece între Brăila şi Măcin continuîndu-se spre sud prin Balta Brăilei şi care desparte Dobrogea nordică de regiunile învecinate din sudul Moldovei şi estul Munteniei. Avînd în vedere variaţia intensă a anomaliei gravităţii între Dobrogea nordică şi celelalte regiuni de la vestul ei, ca şi schimbarea evidentă a direcţiilor liniilor anomale ale gravităţii care se operează la vest de ea, această linie gravimetrică capătă o semnificaţie geologică de prim ordin. Ea constituie, probabil, o fractură puternică în fundamentul cristalin al unităţilor geologice prezente, care la sud de paralela Brăilei degenerează într-un sistem de fracturi în trepte şi care a influenţat direcţiile de cutare şi a dirijat mişcarea pe verticală a fundamentului. Cum pe această linie este prezent şi maximul local intens situat la sud de localitatea 23 August, a cărui cauză este probabil o masă eruptivă ascunsă şi înrădăcinată local, pare posibil ca punerea în loc a acesteia să fie în directă legătură cauzală cu ea.

— La nord, o linie asemănătoare, cartată gravimetric numai fragmentar în două porţiuni, prima situată la nord de Galaţi tăind transversal lacul Brateş şi Cotul-Pisicii, cu tendinţa de a se continua de-a lungul Dunării, şi a doua situată la N de Tulcea trecînd printre localităţile Tudor Vladimirescu şi Partizani, cu tendinţa de a urmări aproximativ braţul Sfîntul Gheorghe. Aceasta corespunde denivelării unităţii dobrogene către nord, constituind fundamentul Depresiunii Predobrogene situată pe teritoriul U.R.S.S.

— În sfîrşit, la est anomaliile gravimetrice din zona Dobrogei de nord rămîn deschise sugerînd continuarea structurii dobrogene sub Marea Neagră.

În interiorul Dobrogei nordice mai apar cîteva asemenea linii, care despart această unitate într-o serie de compartimente separate, cu intensitate, sens de variaţie şi aspect general al anomaliei gravităţii diferite. Aceste linii, după care fundamentul Dobrogei nordice se fragmentează în blocuri separate, apar pe două direcţii preferenţiale, şi anume : una NV — SE, care corespunde direcţiei majore a structurii dobrogene şi o alta, transversală pe prima, orientată N-S. Aceste linii sînt următoarele :

— linia V Isaccea — N Niculiţel — Meidanchioi — V Iulia, în legătură cu care se găseşte masa eruptivă ascunsă indicată de maximul local, situat la vest de localitatea Turda ;

— linia Somova — V Cataloi — M. Kogălniceanu — Congaz — E Lunca, în legătură cu care se găsește masa eruptivă ascunsă, indicată de maximul local, situat la vest de Congaz;

— linia N Sarighiolul-de-Vale — N Cataloi — N Nifon;

— linia N Babadag — Atmagea — Greci.

Ultimele două linii se continuă probabil către vest, însă date fiind complicațiile geologice de suprafață din unitatea Munții Măcinului, anomalia gravității nu reflectă clar continuarea lor.

Așa cum a fost precizat deja mai înainte, o parte din anomaliile gravimetrice din Dobrogea de nord sînt în contradicție cu elementele geologice de suprafață, determinate pe baza cartării geologice. Lucrul acesta apare mai clar din cele două profile prezentate în figurile 5 și 6, în care sînt prezentate atît secțiunile geologice, cît și variația anomaliilor gravității.

În figura 5 este reprezentată variația gravității în anomaliile calculate atît cu densitatea de 2,20 g/cm^3 cît și cu valori diferite pe compartimente geologice pentru stratul intermediar, în paralel cu secțiunea geologică dintre Turcoaia și Tulcea, construită de G. Murgoci (14). Se poate constata cu ușurință din aceasta că masivele granitice de la Iacobdeal, Culmea Priopcea etc., ca și cele porfirice de la Somova dau efecte nule sau chiar de minim în anomalia gravității, ceea ce arată fie că înrădăcinarea lor nu este locală, fie caracterul lor de curgere superficială. Înrădăcinarea maselor diabazice de la Niculițel este marcată însă de anomalia gravității printr-un maxim local situat în partea sud-vestică a acestora.

Maximele locale din cuprinsul depozitelor devoniene și permo-carbonifere ale Munților Măcinului nu pot fi explicate prin dispoziția în sinclinal a acestora așa cum reiese din cartarea geologică. În aceeași situație este și scăderea regională a anomaliei de la vest către est. Toate acestea sugerează ideea unei dispoziții spațiale a fundamentului cristalin al regiunii cu fracturi și direcții preferențiale după care au venit către suprafață magmele și care nu pot fi recunoscute din elementele geologice actuale de la suprafață.

O situație comparabilă este redată și în figura 6, unde secțiunea geologică pe direcția Dunăre — Slava-Rusă — Mangalia este reprodusă după R. Ciocîrdel și Em. Protopopescu-Pache (8), iar variația anomaliei gravității calculată cu densitatea 2,20 g/cm^3 este completată și pentru o parte din sectorul Dobrogei centrale, după date mai vechi ale noastre (5). Este de remarcat îndeosebi necorespondența din sectorul sinclinalului Babadag, căruia îi corespunde un maxim gravimetric, minimum puternic din zona depozitelor triasice, ca și variațiile rapide care nu au un corespondent în elementele geologice de suprafață. Și din acest profil reiese participarea activă și în cea mai mare măsură a fundametului, tectonizat și separat în compartimente cu denivelări importante, la producerea anomaliei gravității.

După cum se poate remarca, toate datele gravimetrice pe care le-am expus mai sus ne conduc la concluzia că Dobrogea de nord reprezintă o unitate geologică de sine stătătoare. Ea are un fundament cristalin unitar care a fost fracturat și fragmentat în blocuri separate în timpul

depunerii paleozoicului. În trecutul geologic, începînd din paleozoic, aceste blocuri au jucat pe verticală. Liniile principale după care s-a făcut mişcarea acestor blocuri ne apar ca fiind liniile Galaţi — 23 August — Balta Brăilei şi N Babadag — Atmagea — Greci. La vest de prima linie, scufundarea a început abia în neogen, în timp ce în Dobrogea de nord cu

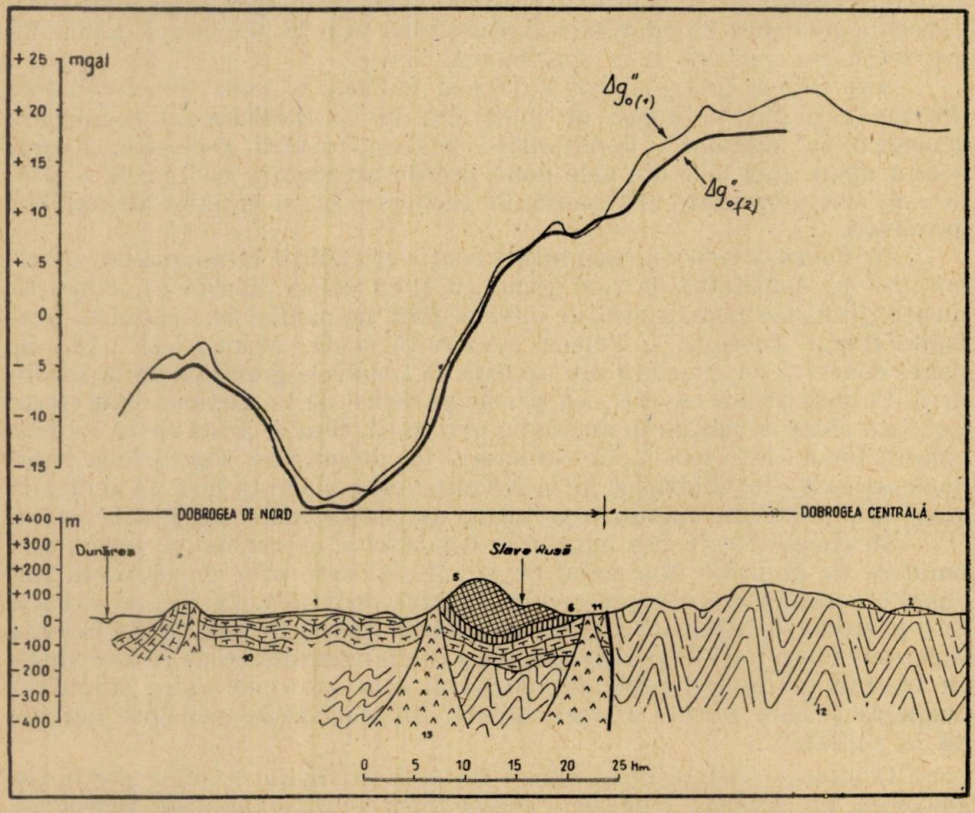


Fig. 6. — Profil gravimetric indicînd variaţia anomaliei gravităţii în Dobrogea de nord şi centrală în paralel cu secţiunea geologică după R. Ciocîrdel şi Em. Protopopescu-Pache.

1, Aluviuni; *2*, loess; *5*, senonian; *6*, turonian-cenomanian; *10*, triasic; *11*, devonian; *12*, şisturi verzi; *13*, porfire; $\Delta g''_{o(1)}$, anomalia gravităţii calculată cu densitatea 2,20 g/cm³; $\Delta g''_{o(2)}$, anomalia gravităţii calculată cu valori diferite pe compartimente geologice ale densităţii.

mult mai înainte, ceea ce a permis depunerea de depozite paleozoice şi mezozoice în grosime mare.

Din datele gravimetrice indicînd dispoziţia în adîncime a fundamentului mai reiese că linia N Babadag — Atmagea capătă o semnificaţie deosebit de importantă. Din punct de vedere regional, anomalia gravităţii la nord de această linie prezintă o scădere de la vest către est, în timp ce la sud de ea scăderea se prezintă invers, adică de la est către vest. Acest fapt sugerează că această linie corespunde unui plan după care

fundamentul cristalin a suferit în trecutul geologic o dublă mișcare de basculă, la nord de această linie scufundarea avînd loc către est în timp ce la sud de ea pe aceeași direcție a avut loc o ridicare progresivă. Aceasta ar fi o mișcare de basculă pe o direcție ortogonală celei remarcate de G. M. Avanesian (4) în Moldova.

În lumina acestor date noi, fundamentul sinclinalului cretacic al Babadagului pare că aparține structural de fundamentul Dobrogei centrale, cu care ar constitui un tot unitar ca evoluție în trecutul geologic.

Rezultatele gravimetrice prezentate mai sus arată că Dobrogea de nord, cu compartimentările specificate, a avut o evoluție geologică lungă și complexă. Ea a suferit cutări cu fracturări și venirea către suprafață a magmelor, precum și mișcări de basculă importante. Toate acestea au fost comandate și direcționate de două linii majore de fractură, una în lungul Dunării trecînd prin Balta Brăilei și Galați și a doua pe direcția N Babadag — Atmagea, condiționînd o cutare a fundamentului cristalin și a depozitelor paleozoice într-un sistem de cute majore dispuse pe direcția generală dobrogeană, cu aspect de evantai, convergînd către cotul Dunării. Aceasta schimbă, în parte, concepțiile geologice cu privire la structura Dobrogei de nord, unitățile geologice care au reieșit din cartarea geologică păstrînd numai o semnificație de unități geologice de suprafață.

În același timp, linia de încălecare Pecineaga — Camena își pierde și ea din importanța structurală care i s-a acordat mai înainte. Ea rămîne tot cu o semnificație de suprafață, ca linie după care șisturile verzi ale Dobrogei centrale încalecă peste depozitele paleozoico-triasice ale Dobrogei de nord. Pe baza datelor gravimetrice, horstul Dobrogei centrale nu mai apare acum ca limitat la nord de această linie, ci de linia N Babadag — Atmagea.

În imaginea gravimetrică din figura 3, ca și în schița din figura 4, a fost reprodusă și o parte din anomalia gravității din Dobrogea centrală, recalculată în noua ipoteză cu privire la valorile densității stratului intermediar. Cum aceste date nu prezintă deosebiri esențiale față de cele prezentate de noi într-o lucrare anterioară (5), în care au fost calculate cu densitatea medie de 2,20 g/cm^3 pentru stratul intermediar, nu este cazul să se revină asupra interpretării geologice care a fost deja prezentată.

În legătură cu aceasta sînt însă unele precizări de făcut care apar ca necesare. Cu ocazia discutării și interpretării anomaliei magnetice din Dobrogea, Șt. Airinei (2) a folosit datele gravimetrice prezentate de noi în lucrarea citată mai sus pentru a emite ipoteza că șisturile verzi din Dobrogea centrală ar fi dispuse într-un sinclinal larg, al cărui flanc nordic ar fi așezat pe un anticlinal de șisturi cristaline, iar flancul de sud ar fi faliat pe verticală de-a lungul liniei Capidava — Canara. Deși aceasta nu este o soluție geologică imposibilă, este cazul de precizat că imaginea anomaliei gravității în Dobrogea centrală nu sugerează acest lucru.

Anomalia gravității din Dobrogea centrală se prezintă ca partea terminală a unei zone anomale mult mai mari care se întinde spre est în Marea Neagră, curbele de egală valoare avînd o orientare preferențială comandată de trei linii tectonice majore (Pecineaga — Camena, Capi-

dava — Canara şi linia Dunării) care mărginesc la nord, sud şi vest zona şisturilor verzi. Această zonă anomală unitară, cu caracter de maxim faţă de cele învecinate, este fragmentată în două sectoare separate de maxim, cu extindere spaţială mare şi cu axele de simetrie pe direcţiile Pecineaga — Coiumpunar—Sarighiolul-de-Deal — Fîntînele — Istria, respectiv Ghizdăreşti — Stupina — Crucea — M. Kogălniceanu — N Mamaia-Sat, de o anomalie de minim foarte strîmtă faţă de celelalte două de mai sus, de intensitate 1—3 mgal şi a cărei axă de simetrie este pe direcţia Dulgherul — Vulturul — N Mireasa — N Ester — lacul Taşaul.

Intensitatea şi dimensiunea transversală mică a acestei anomalii de minim nu sugerează că la baza producerii ei ar sta o cauză geologică de adîncime, ci dimpotrivă una de suprafaţă. Aceasta este reprezentată de depozitele de calcare jurasice prezente la zi chiar pe aria acestei anomalii şi care se găsesc faţă de şisturile verzi într-un contrast de densitate important (de —0,20 g/cm³). R. Botezatu a arătat într-o altă lucrare (7) că în cazul contrastelor de masă mici însă situate chiar la suprafaţă, anomalia cîmpului gravităţii depăşeşte cu uşurinţă valoarea de 1—2 mgal.

Luînd în consideraţie observaţiile de mai sus şi ponderea care trebuie acordată influenţelor tuturor cauzelor cumulate în anomalia gravimetrică ce a fost cartată în această regiune, autorii socotesc că interpretarea geologică care face obiectul acestei discuţii nu este justificată de datele gravimetrice, cu toate că din punct de vedere geologic este, după cum s-a mai spus, perfect posibilă. Şisturile verzi împreună cu fundamentul cristalin care le suportă, constituie un bloc de densitate mare în raport cu regiunile limitrofe şi care în anomalia gravimetrică se reflectă cu un caracter cu totul diferit faţă de Dobrogea de nord sau de sud, atît în ceea ce priveşte succesiunea liniilor anomale cît şi direcţiile preferenţiale ale acestora. Acum, cînd avem la dispoziţie datele gravimetrice din Dobrogea de nord, prezentate în lucrarea de faţă, lucrul acesta apare în mod clar. Se poate observa din imaginea reprodusă în figura 4 cum linia de maxim Igliţa — Turcoaia — Traian, ca şi linia de minim V Traian puse pe seama unor cute ale fundamentului cristalin se opresc brusc la linia Pecineaga — Camena; aceasta arată că chiar dacă ele se continuă ca anticlinale ale fundamentului cristalin, pe sub şisturile verzi, efectul lor nu se mai face resimţit la suprafaţă. Aceasta se datoreşte probabil, pe de o parte, adîncimii relativ mari a şisturilor cristaline sub şisturile verzi şi, pe de altă parte, anomaliilor produse de cauze de suprafaţă (îndeosebi prezenţa loessului în grosimi variabile) care produc inflexiuni, îngenuncheri, bucle, etc. ale curbelor de egală valoare care complică imaginea şi dau aspectul caracteristic al anomaliei gravităţii în această regiune.

Avînd în vedere faptul că anomalia gravităţii prezintă totuşi valori mai mari pe linia maximală de la nord, ipoteza unei ridicări axiale a fundamentului de şisturi cristaline pe această direcţie este foarte probabilă. Ţinînd seama de observaţiile de mai sus, autorii consideră însă că din datele gravimetrice reiese doar că şisturile verzi ar sta pe flancul sudic al unui anticlinal asimetric de şisturi cristaline, faliat pe direcţia Capidava — Canara.

Zona precarpatică cu fundament apropiat. În această zonă, condițiile geologice de suprafață se schimbă radical față de cele din Dobrogea de nord, fiind prezente la zi depozite cuaternare și în parte levantine, ultimele numai sporadic în sudul Moldovei. Anomalia gravității, intensă și cu o morfologie complicată, este datorită în această zonă exclusiv elementelor geologice ascunse.

O primă observație care se poate face în această zonă este că valorile anomaliei gravității scad continuu către regiunile din ce în ce mai exterioare Dobrogei de nord, curbele de egală valoare ale acestei mărimi gravimetrice desfășurîndu-se în evantai din ce în ce mai deschis către SV, V și NV dintr-un punct nodal care este reprezentat de centrul anomaliei de maxim situată la sud de localitatea 23 August. După aspectul general această anomalie sugerează ca avînd drept cauză principală un anticlinoriu constituit din roci cristaline de tip dobrogean, care se scufundă progresiv de la SSE către NNV suportînd în dezvoltarea sa către exterior depozite neogene din ce în ce mai groase. Acest anticlinoriu major, ca o continuare a fundamentului cristalin al Dobrogei nordice, ia contact în profunzime cu cele două platforme care îl mărginesc și anume Platforma Podolică la nord și cea Prebalcanică la sud.

Caracterul unitar al fundamentului acestei zone cu acela al Dobrogei nordice apare clar din aspectul unitar al anomaliei gravității în cele două zone. Acest anticlinoriu de lărgime mare, constituit din șisturi cristaline cutate, fracturate și injectate de magme consolidate (foraje recente au pus în evidență prezența de roci dioritice în fundamentul acestei zone la Galați, Gura Siretului etc.) și apoi modelat de eroziune pînă în neogen, păstrînd astfel în momentul de față urmele unui relief geomorfologic, a suferit în timpurile mai recente o scufundare progresivă către exterior ca urmare a deplasării axului geosinclinalului carpatic către vorlandul catenei carpatice.

În cuprinsul acestei anomalii majore apar tendințe de creștere sau de scădere a valorilor cîmpului gravității ordonate pe direcții preferențiale, care reprezintă axele de simetrie ale acestora. Liniile anomale mai importante sînt următoarele :

— linia de maxim Oasele — E Smîrdan — S 23 August ;
— linia de maxim Costache Negri — Slobozia-Conache — Braniștea — Nazîru ;
— linia de minim Lieşti — Corbu-Vechi — Nazîru ;
— linia de maxim Măicăneşti — V Gurgueşti — N Romanu — Nazîru ;
— linia de minim Grădiştea-de-Sus — Movila-Miresei — Scorțaru-Vechi — S Tudor Vladimirescu — N Brăila, cu ramificația Movila-Miresei — Urleasca — N Golăşei ;
— linia de maxim N Silistraru.

În accepția autorilor, aceste linii anomale reflectă relieful geomorfologic al fundamentului cristalin precambrian, produs de eroziunea intensă și comandat total sau numai în parte de o serie de structuri locale. În mod deosebit, în sectorul anomal din jurul localităților Romanu și Nazîru se pare că aceste condiții generale sînt local modificate de prezența

unui corp mai dens (o intruziune magmatică) pus în loc în axa anticlinalului care se continuă spre NV către Măicăneşti. Din datele magnetice prezentate de Şt. Airinei (2) reiese o linie de maxim a componentei verticale a cîmpului geomagnetic şi pe direcţia Cazasu — Pechea — Cudalbi, ca efect al unei alte linii de erupţii cu conţinut ridicat în elemente feromagnetice.

Mai trebuie specificat că micşorarea intensităţii valorilor anomaliei gravităţii pe liniile anomale indicate mai sus, care merge pînă la dispariţia lor către exterior, se datoreşte scufundării progresive sub depozitele neogene a anticlinoriului din care fac parte.

Din cele de mai sus ne apare clar că formaţiunile neogene nu participă, prin eventualele structuri ale lor, la producerea anomaliei gravităţii. Participarea lor se face prin contrastul de masă global în raport cu fundamentul cristalino-eruptiv care le suportă şi care produce anomalia regională a gravităţii, aşa cum apare din imaginea din figura 3.

În sfîrşit, schimbarea de direcţie pe care o prezintă structurile acestui anticlinoriu faţă de structurile din fundamentul Dobrogei de nord pledează pentru a acorda o vîrstă diferită cutării celor două zone, zona extradobrogeană avînd o vîrstă de cutare probabil antehercinică.

În afară de această anomalie majoră, împreună cu structurile ei, anomalia gravităţii a pus în evidenţă în această zonă prezenţa unei linii de minim orientată V-E pe direcţia Cudalbi — S Băleni şi care la nord de Cuca se desface în două — una către Frumuşiţa şi a doua către Tulucești — schimbîndu-şi orientarea pe direcţia NV — SE. Şi de-a lungul acestor linii gravimetrice anomale se constată aceeaşi scădere regională a intensităţii lor de la E către V.

Linia anomală Cudalbi —S Băleni — Frumuşiţa reprezintă axa de simetrie a unei anomalii regionale mai largi, care rămîne deschisă în partea nordică şi care este reflectarea unui bazin de sedimentare mai larg, umplut cu depozite neogene, ce se îngroaşă progresiv către vest. Fundamentul acestei depresiuni este constituit din depozite paleozoice şi cristaline şi este situat mult în adîncime.

Axa acestei depresiuni, abstracţie făcînd de un mic decalaj către nord, se găseşte pe paralela axei Depresiunii Predobrogene de pe teritoriul U.R.S.S. a cărei zonă centrală mai coborîtă este situată în regiunea Bolgrad şi este umplută cu depozite neogene şi jurasice (9), (10). Continuarea Depresiunii Predobrogene pe teritoriul R.P.R. nu o constituie însă această zonă depresionară ci o alta, situată la nord de ea (Depresiunea Bîrladului) şi de care este despărţită printr-un prag orientat aproximativ E-V situat la nord de Băleni. Între aceste două depresiuni, cea din sudul Moldovei (Cudalbi — S Băleni) şi cea din sudul R.S.S. Moldoveneşti, se găseşte o creastă triasică îngropată (10) suportată de depozite cristaline de tip dobrogean (la adîncime de 600—700 m) care se întinde în lungul văii Prutului pe direcţia N-S pe o lăţime de maximum 45 km, din care numai 5—15 km pe teritoriul R.P.R. Aceasta se reflectă în anomalia gravităţii (fig. 3 şi 4) prin valori crescute şi perturbaţii locale (Tulucești, Frumuşiţa) în zona cărora ea prezintă şi maxima apropiere de suprafaţă. Către vest, această catenă îngropată este limitată de linia Măstăcani —V Tulu-

ceşti — Galaţi, care în accepţia noastră reprezintă continuarea către nord a liniei Dunării (Galaţi — Balta Brăilei) şi care a funcţionat în trecutul geologic ca linie principală după care s-a produs scufundarea către vest a fundamentului de tip dobrogean. Ţinînd seama de observaţia de mai sus, depresiunea din sudul Moldovei cu îngroşarea maximă a sedimentelor de umplutură pe direcţia Cudalbi — S Băleni, capătă un caracter tectonic ; de altfel, geneza ei este probabil legată de aceea a Depresiunii Predobrogene, căreia I. D. Gofstein îi conferă un acelaşi caracter.

Zona precarpatică cu fundamentul adînc. La vest de linia Cozmeştii-din-Deal — Bilieşti — Mihălceni — V Balta-Albă, anomalia gravităţii manifestă o scădere continuă de la est către vest, mai accentuată în sectorul localităţii Focşani. În această zonă, cu regim de avanfosă, efectul eventualelor structuri ale fundamentului, plasat la mare adîncime, nu se mai face simţit în anomalia gravităţii. Această zonă este caracterizată prin depozite neogene foarte groase, îngroşarea lor făcîndu-se progresiv de la est către vest, atingînd o grosime maximă probabilă de peste 10 000 m pe linia Odobasca — Racoviţeni — Cîndeşti, situată la vest de Focşani (6).

Nici eventualele structuri în cuprinsul cuverturii neogene nu se fac simţite în anomalia gravităţii din această zonă.

CONCLUZII

Cartarea gravimetrică a regiunii prezentate în această lucrare a avut doar un caracter informativ, pentru a furniza o imagine generală a distribuţiei anomaliei gravităţii în această regiune. Datele obţinute au adus o serie de informaţii preţioase privind repartiţia de masă din subsol care, transpuse în termeni geologici, conduc la concluzii importante cu privire la structura geologică din adîncime. Caracterul regional, informativ, al cartării nu a scos în evidenţă decît elementele geologice majore, prin această lucrare contribuind la lămurirea problemelor geologice de adîncime şi cu aspect regional. Astfel, din această cauză problemele locale, cu caracter economico-minier nu au fost abordate. Lucrarea dă însă o privire de ansamblu asupra regiunii, permiţînd emiterea de ipoteze cu privire la zonele favorabile aglomerării de substanţe minerale utile şi permiţînd încadrarea şi rezolvarea în mai bune condiţii a cercetărilor geofizice ce se vor efectua în viitor în legătură cu astfel de substanţe minerale.

Concluziile mai importante la care ne-a condus studiul anomaliei gravităţii în această regiune sînt următoarele :

— Anomalia cîmpului gravităţii reflectă poziţia spaţială a fundamentului cristalin al regiunii, cutat iniţial şi reluat ulterior în cutare împreună cu formaţiunile paleozoice şi care evoluează de la anticlinale simple la cute-falii cu eruptiv în axul lor, fiind totodată fracturat şi dispus în horsturi şi grabene de amploare diferită.

— Pe baza datelor gravimetrice, regiunea studiată poate fi separată în trei zone cu regim de variaţie a anomaliei gravităţii net diferit, şi anume :

1) zona Dobrogei de nord ;

2) zona precarpatică cu fundament apropiat ;

3) zona precarpatică cu fundament adînc.

Separarea acestor trei zone se face pe două linii majore de schimbare de regim a anomaliei gravităţii (Măstăcani — V Frumuşiţa — V Tulucești — Galaţi — Balta Brăilei şi Cozmeştii-din-Deal — Bilieşti — Mihălceni — V Balta-Albă), ambele cu orientare generală N-S.

— Zona Dobrogei de nord constituie o unitate geologică aparte, separată de regiunile adiacente prin fracturi sau flexuri puternice ale fundamentului cristalin (la nord linia Dunăre — braţul Sfîntul Gheorghe, la vest linia Dunării ce trece prin Galaţi şi Balta Brăilei şi la sud linia Pecineaga — Camena). În interiorul acestei unităţi, un sistem de fracturi paralele cu primele compartimentează fundamentul în horsturi şi grabene cu denivelări diferite în subsol. În legătură cu aceste linii de fractură au fost cartate unele mase eruptive ascunse.

Fundamentul cristalin al Dobrogei de nord, cutat şi fragmentat în compartimentele indicate mai sus, a suferit în trecutul geologic o mişcare de dublă basculă pe direcţia E-V, partea nordică coborîndu-se către est în timp ce cea sudică s-a ridicat. Partea care s-a ridicat cuprinde unitatea geologică cunoscută sub numele de bazinul Babadagului, împreună cu Dobrogea centrală, ceea ce conduce la concluzia că fundamentul sinclinalului Babadag aparţine structural Dobrogei centrale.

Sistemul de cute al fundamentului cristalin al Dobrogei de nord este un sistem unitar, orientat pe direcţia generală a structurilor dobrogene de suprafaţă şi avînd o uşoară convergenţă către cotul Dunării de la Galaţi. Neconcordanţa lor parţială cu unităţile geologice care au fost separate în urma cartării geologice, atribuie acestora din urmă numai o semnificaţie de suprafaţă. Totodată, convergenţa cutelor către partea nord-vestică a Dobrogei şi evoluarea lor către tipul de cute-falii explică drumul pe care s-au ridicat din adîncime magmele eruptive şi poziţia rădăcinilor masivelor eruptive actuale.

- Zona precarpatică cu fundament apropiat sugerează caracterul unitar al fundamentului ei cu acela al fundamentului Dobrogei de nord. Ea este dominată de prezenţa unui anticlinoriu constituit din roci cristaline cutate, fracturate şi injectate de magme granitice, modelat ulterior printr-o eroziune care a durat pînă în neogen, care se scufundă progresiv către avanfosa carpatică şi care este acoperit de sedimente neogene din ce în ce mai groase către vest. Acest anticlinoriu are o direcţie generală diferită de aceea predominantă în Dobrogea nordică, fapt care sugerează o vîrstă de cutare diferită faţă de a acesteia. Caracterul ereditar al cutelor din ambele zone este însă evident.

În partea nordică a acestei zone se individualizează o largă depresiune, care se adînceşte de asemenea de la est către vest. Ea este despărţită de Depresiunea Predobrogeană din sudul R.S.S. Moldoveneşti de o creastă mezozoică îngropată. Anomalia gravităţii sugerează caracterul tectonic al acestei depresiuni.

— Zona precarpatică cu fundament adînc indică un regim de avanfosă, fără anomalii produse de eventuale structuri în fundamentul cristalin care se găsește aici foarte adînc. Structurile din umplutura de sedimente neogene de asemenea nu se manifestă în anomalia gravității.

СВЯЗЬ МЕЖДУ ГРАВИТАЦИОННОЙ АНОМАЛИЕЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ СЕВЕРНОЙ ДОБРУДЖИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ УЧАСТКОВ ЮЖНОЙ МОЛДОВЫ И ВОСТОЧНОЙ МУНТЕНИИ

РЕЗЮМЕ

Эта работа является синтезом гравиметрических исследований, произведенных авторами между 1949 и 1957 годами. Изображение гравитационной аномалии, высчитано по методу Бугэ при двух гипотезах, при плотности пород равной 2,20 г/см³ (рис. 1) и при разных значениях плотности промежуточного пласта по геологическим участкам (рис. 3). Участки, где наблюдается постоянная плотность и соответствующие ее значения, изображены на рис. 2.

Геологическая интерпретация гравиметрических данных, полученных на основании изображения гравитационной аномалии на рис. 3 привела к следующим выводам:

— Аномалия гравитационного поля отражает пространственное положение кристаллического фундамента.

На основании гравиметрических данных изучаемая область подразделяется на три зоны, явно отличающиеся одна от другой по различному изменению гравитационной аномалии. Эти зоны следующие: зона Северной Добруджи, Прикарпатская зона с неглубоким фундаментом и Прикарпатская зона с глубоким фундаментом. Эти три зоны отделяются одна от другой двумя крупными линиями, имеющими направление с севера на юг (Местякань-Галац-Балта Браилей и Космешть-Балта Албэ).

— Зона Северной Добруджи отделена от соседних областей на севере, востоке и юге сбросами или сильными разломами кристаллического фундамента, имеющего направление с севера на юг и ЗСЗ—ВЮВ. В пределах этой зоны две системы сбросов, параллельных по отношению к первым, подразделяют фундамент на горсты и грабены. В связи с этими линиями были произведены картирования скрытых изверженных масс.

— Фундамент Добруджи подвергся к северу и к югу от линии Греч-Атмаджа — Сев. Бабадаг двойному опрокидывающему движению; северная часть опустилась по направлению к востоку, в то время как южная поднялась. Поднявшаяся часть соответствует бассейну Бабадага и Центральной Добрудже; из этого следует заключение,

что фундамент бассейна по своей структуре подобен Центральной Добрудже.

— Складчатая система кристаллического фундамента северной Добруджи является единичной, конвергентной по направлению к Дунаю вблизи Галаца и в общих чертах находящейся в соотношении корреляции с поверхностью. Преобладание складок в северо-западной части объясняет их преобразование в складки-сбросы и в то же время и присутствие магматических тел в этом участке.

— Прикарпатская зона с неглубоким фундаментом указывает на общие черты ее фундамента и фундамента Северной Добруджи. Здесь преобладает, состоящий из кристаллических и палеозойских пород, антиклинорий с возможными магматическими интрузиями, подвергшийся эрозии и прогрессивно спускающийся по направлению к Карпатскому прогибу и покрывающийся более легкими образованиями.

В северной части этой зоны выделяется депрессия, отделенная гребнем от преддобруджской депрессии, находящейся на юге Молдавской ССР.

— Прикарпатская зона с глубоким фундаментом указывает на гравитационный режим, свойственный изгибу, без проявления аномалий, связанных со структурой кристаллического фундамента, находящегося в этой зоне на большой глубине.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Изображение гравитационной аномалии по системе Бугэ, высчитанное при плотности, равной 2,20 г/см³ для промежуточного слоя в Северной Добрудже и в прилегающих к ней областях Южной Молдовы и восточной Мунтении.

Рис. 2. — Изображение зоны средней постоянной плотности промежуточного слоя в Северной Добрудже и в прилегающих к ней областях Южной Молдовы и Восточной Мунтении.

Рис. 3. — Изображение гравитационной аномалии по системе Бугэ, высчитанной для плотности промежуточного слоя, при различных значениях в геологических участках, в Северной Добрудже и прилегающих областях Южной Молдовы и Восточной Мунтении.

Рис. 4. — Упрощенное изображение гравитационной аномалии в Северной Добрудже и в прилегающих к ней областях Южной Молдовы и Восточной Мунтении, указывающее оси симметрии максимальной и минимальной аномалии, отделяющие один от другого участки с разными режимами изменения аномалий притяжательной силы (построено на основании изображения рис. 3).

Рис. 5. — Гравитационный разрез, изображающий изменение аномалии силы притяжения в Северной Добрудже параллельно с геологическим разрезом по Г. Мургочу.

(Объяснение условных знаков: *1* — гранит, *2* — порфир, *3* — диабаз, *4* — девон. *5* — каменоугольный период — слои Карапелита, *6* — триас, *7* — сброс; $\Delta g''_{0\,(1)}$ — аномалия силы притяжения, высчитанная при плотности, равной 2,20 г/см³; $\Delta g''_{0\,(2)}$ — аномалия силы притяжения, высчитанная при различных значениях плотности в геологических участках).

Рис. 6. — Гравиметрический разрез, указывающий изменение сил притяжения в Северной и в Центральной Добрудже параллельно с геологическим разрезом по Р. Чокырделу и Эм. Протопопеску-Паке.

(Объяснение условных знаков: *1* — наносы; *2* — лёсс; *5* — сенон; *6* — турон-сеноман; *10* — триас; *11* — девон, *12* — зеленые сланцы, *13* — порфиры; $\Delta g''_{o\,(1)}$ — аномалия силы притяжения, высчитанная при плотности, равной 2,20 г/см³; $\Delta g''_{o\,(2)}$ — аномалия силы притяжения, высчитанная при различных значениях плотности в геологических участках).

RELATIONS ENTRE L'ANOMALIE DE LA PESANTEUR ET LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA DOBROGEA DU NORD ET DES RÉGIONS LIMITROPHES DE LA MOLDAVIE MÉRIDIONALE ET DE LA VALACHIE ORIENTALE

RÉSUMÉ

Les auteurs présentent une synthèse des recherches gravimétriques qu'ils ont effectuées entre 1949 et 1957. L'image de l'anomalie de la pesanteur dans la réduction de Bouguer est calculée suivant deux hypothèses, en utilisant la densité de 2,20 g/cm³ (fig. 1) et des valeurs différentes, par compartiments géologiques, pour la couche intermédiaire (fig. 3). Les compartiments de densité constante et les valeurs respectives sont représentés par l'esquisse de la figure 2.

L'interprétation géologique des données gravimétriques, à l'aide de l'image de l'anomalie de la pesanteur de la figure 3, a conduit aux conclusions, plus importantes, exposées ci-après :

— L'anomalie du champ de la pesanteur reflète la position spatiale du soubassement cristallin.

— Les données gravimétriques imposent la distinction, dans la région étudiée, de trois zones, ayant un régime de variation de l'anomalie de la pesanteur nettement différent, comme suit : la zone de la Dobrogea du nord, la zone péricarpatique au soubassement rapproché et la zone péricarpatique au soubassement profond. La distinction de ces trois zones se fait suivant deux lignes majeures, orientées nord-sud (Măstăcani — Galatz — Balta Brăilei et Cosmești — Balta-Albă).

— La zone de la Dobrogea du nord est séparée des régions adjacentes, au nord, à l'est et au sud, par des fractures ou par de fortes flexions du soubassement cristallin, orientées N—S et ONO-ESE. A l'intérieur de cette unité, deux systèmes de fractures, parallèles aux premières, divisent le soubassement en horsts et en grabens. Par rapport à ces lignes, on a cartographié quelques masses éruptives cachées.

— Le soubassement de la Dobrogea du nord a subi, au nord et au sud de la ligne Greci — Atmagea — N de Babadag, un double mouvement de bascule, la partie septentrionale descendant vers l'est, tandis que la partie méridionale se relève. La partie qui s'est relevée comprend le bassin de Babadag et de la Dobrogea centrale, ce qui mène à la conclusion que le soubassement du bassin appartient, au point de vue structural, à la Dobrogea centrale.

— Le système de plis du soubassement cristallin de la Dobrogea du nord est un système unitaire, convergeant vers le coude du Danube, de Galatz, et, dans ses grandes lignes, corrélable aux structures de surface. L'accumulation des plis à la partie nord-ouest explique leur évolution vers des plis failles et, en même temps, la présence des corps magmatiques dans ce secteur.

— La zone péricarpatique au soubassement rapproché suggère le caractère unitaire de son soubassement et de celui de la Dobrogea du nord. Elle est dominée par la présence d'un anticlinorium, constitué de roches cristallines et paléozoïques, avec d'éventuelles intrusions magmatiques, modelé par l'érosion, s'affaissant progressivement vers l'avant-fosse carpatique et recouvert de formations nouvelles, légères.

A la partie nord de cette zone, s'individualise une dépression, séparée par une crête de la dépression prédobrogéenne du sud de la R. S. S. Moldave.

— La zone péricarpatique au soubassement profond indique un régime d'avant-fosse, sans anomalies produites, par les éventuelles structures, dans le soubassement cristallin, qui est ici très profond.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Image de l'anomalie de la pesanteur dans la réduction de Bouguer, calculée d'après la densité de 2,20 g/cm^3 pour la couche intermédiaire, dans la Dobrogea du nord et les régions limitrophes de la Moldavie méridionale et de la Valachie orientale.

Fig. 2. — Esquisse indiquant les zones de densité moyenne constante de la couche intermédiaire, dans la Dobrogea du nord et les régions limitrophes de la Moldavie méridionale et de la Valachie orientale.

Fig. 3. — Image de l'anomalie de la pesanteur dans la réduction de Bouguer, calculée avec des valeurs différentes par compartiments géologiques, pour la densité de la couche intermédiaire, dans la Dobrogea du nord et les régions limitrophes de la Moldavie méridionale et de la Valachie orientale.

Fig. 4. — Esquisse simplifiée de l'anomalie de la pesanteur dans la Dobrogea du nord et les régions limitrophes de la Moldavie méridionale et de la Valachie orientale, avec les axes de symétrie des anomalies de maximum et de minimum et les lignes qui séparent les compartiments à régime différent de variations de l'anomalie de la pesanteur (construite d'après l'image de la figure 3).

Fig. 5. — Profil gravimétrique indiquant les variations de l'anomalie de la pesanteur dans la Dobrogea du nord, parallèlement avec la section géologique, d'après G. Murgoci.

Légende : 1, granits ; 2, porphyres ; 3, diabases ; 4, Dévonien ; 5, Carbonifère des couches de Carapelit ; 6, Trias ; F = faille ; $\Delta g''_{o(1)}$ = anomalie de la pesanteur calculée d'après la densité 2,20 g/cm^3 ; $\Delta g''_{o(2)}$ = anomalie de la pesanteur calculée d'après des valeurs différentes, par compartiments géologiques, de la densité.

Fig. 6. — Profil gravimétrique indiquant les variations de l'anomalie de la pesanteur dans la Dobrogea du nord et dans la Dobrogea centrale, parallèlement à la section géologique, d'après R. Ciocîrdel et Em. Protopopescu-Pache.

Légende : 1, alluvions ; 2, lœss ; 5, Sénonien ; 6, Turonien-Cénomanien ; 10, Trias ; 11, Dévonien ; 12, schistes verts ; 13, porphyres ; $\Delta g''_{o(1)}$ = anomalie de la pesanteur calculée d'après la densité de 2,20 g/cm^3 ; $\Delta g''_{o(2)}$ = anomalie de la pesanteur calculée d'après des valeurs différentes, par compartiments géologiques, pour la densité.

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘT., *Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de Sud și Estul Cîmpiei romîne*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, 1955 , **VII**, *1*, 155—175.
2. — *Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de Sud și Estul Cîmpiei romîne*, Stud. și cercet. geol., 1958, **III**, *1—2*, 79—109.
3. ATANASIU I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Iași, 1940.
4. АВАНЕСЯН Г. М., *Геологическое развитие молдавской депрессии*, Изв. Акад. Наук СССР, Серия геологическая, 1954, *1*.
5. BOTEZATU R. și BĂCIOIU TR., *Anomalia gravității în Dobrogea Centrală*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, 1957, **II**, *2*, 237—252.
6. BOTEZATU R., *Măsurători cu gravimetrul Carter în regiunea Rîmnicul Sărat*, Stud. tehn. și econ., Com. geol., seria D (Prospecțiuni Geofizice), 1959, *3*, 71—76.
7. — *Cercetări gravimetrice de-a lungul Văii Carierii (Reg. Constanța)*, Dări de seamă Com. geol., 1959, **XLII**, 245—250.
8. CIOCÎRDEL R. și PROTOPOPESCU-PACHE EM., *Considerații hidrogeologice asupra Dobrogei*, Stud. tehn. și econ., Com. geol., seria E (Hidrogeologie), 1955, *3*.
9. КОРТЕНШТЕЙН В. Н., *Некоторые черты древнепалеозойской истории геологического развития западного Причерноморья в свете новейших данных*, Бюллетень Московского общества испытателей природы, новая серия, 1952, **LVII**.
10. ЭДЕЛЬШТЕЙН А. И., *К изучению спектонического характера депрессии при Добруджи*, Известия высших учебных заведений, Геология и разведка, 1959, *1*.
11. MACOVEI G., *Observațiuni asupra liniei de încălcare Pecineaga — Camena (Dobrogea)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1912, 155—163.
12. MACOVEI G. et ATANASIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie — Crétacé*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**, 63—280.
13. MRAZEC L., *Asupra liniei de încălcare Pecineaga — Camena (Dobrogea)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1912, 163—165.
14. MURGOCI G., *Cercetări geologice în Dobrogea nordică*, An. Inst. geol. Rom., 1912, **V**, *2*.
15. ONCESCU N., *Geologia Republicii Populare Romîne*, Ed. tehnică, București, 1957.
16. SOCOLESCU M., BIȘIR D., POPOVICI D. și VISARION M., *Corecții izostatice în R.P.R.*, Stud. și cercet. de fiz., 1954, **V**, *1—2*, 91—94.
17. VENCOV I., STOENESCU ȘC. și ESCA AL., *Cercetări gravimetrice în Oltenia și Muntenia*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, 1955, **VII**, *1*, 177—187.
18. VOITEȘTI I. P., *Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului romînesc*, Muz. geol.-min. Univ. Cluj, 1935, **V**, *2*, 1—194.

MŰSZAKI KÖNYVTÁR 1889

F 1329

KAT

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE ȘI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ȘI GEOGRAFIE

2
TOMUL VI
1961

studii și cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

MŰSZAKI KÖNYVTÁR OKSZAGOS 1883

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

2

TOMUL VI

1961

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

MŰSZAKI KÖNYVTÁR OKSZAGOS 1883

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie, geofizică și geografie; GR. RĂILEANU, dir. adj. al Institutului de geologie, geofizică și geografie — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție.*

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:

BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125

Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VI, nr. 2 1961

SUMAR

Pag.

G. MURGEANU, D. PATRULIUS, L. CONTESCU şi D. JIPA, Flişul cretacic din partea de sud a Munţilor Baraoltului 219

LORIN R. CONTESCU, Contribuţii la studiul litotopilor paleozoicului superior din împrejurimile Reşiţei (Banatul central) 235

MIRCEA SAVUL şi ALEXANDRINA BARBU, Cercetări de analiză structurală petrologică asupra Masivului eruptiv Pricopan 257

M. SAVUL şi V. POMÎRLEANU, Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămîntului hidrotermal filonian de la Baia-Sprie 287

DAN P. RĂDULESCU, Contribuţii la cunoaşterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic 299

IOSIF IMREH şi GABRIELA IMREH, Contribuţii la studiul genezei celestinei sedimentare 351

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VI, nº 2 1961

SOMMAIRE

G. MURGEANU, D. PATRULIUS, L. CONTESCU et D. JIPA, Le Flysch crétacé de la partie méridionale des monts Baraolt 219

LORIN R. CONTESCU, Contribution à l'étude des lithotopes du paléozoïque supérieur des environs de Reşiţa (Banat central) 235

MIRCEA SAVUL et ALEXANDRINA BARBU, Etude et annalyse structurale pétrologique du massif éruptif de Pricopan 257

M. SAVUL et V. POMÎRLEANU, Recherches paléo-géo-thérmométriques sur le gisement hydrothermal filonien de Baia-Sprie 287

DAN P. RĂDULESCU, Contribution à la connaissance des propriétés chimiques des roches volcaniques jeunes à l'intérieur de l'arc carpatique 299

IOSIF IMREH et GABRIELA IMREH, Contribution à l'étude de la genèse de la célestine sédimentaire 351

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VI, № 2 1961

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Г. МУРДЖАНУ, Д. ПАТРУЛИУС, Л. КОНТЕСКУ и Д. ЖИПА, Меловой флиш южной части гор Бараолт 219

ЛОРИН Р. КОНТЕСКУ, К изучению литотипов верхнего палеозоя в окрестностях Решицы (Центральный Банат) 235

МИРЧА САВУЛ и АЛЕКСАНДРИНА БАРБУ, Структурно-петрологическое исследование изверженного массива Прикопан . . 257

М. САВУЛ и В. ПОМЫРЛЯНУ, Палеогеотермометрическое исследование жильного месторождения гидротермального происхождения Бая-Сприе 287

ДАН П. РЭДУЛЕСКУ, К изучению химизма молодых вулканических пород в пределах внутренней зоны Карпатской дуги 299

ИОСИФ ИМРЕХ И ГАБРИЕЛА ИМРЕХ, К изучению генезиса осадочного целестина 351

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

LEO VOLINN

ПО

ДАННЫМ И ИССЛЕДОВАНИЯМ

FLIȘUL CRETACIC DIN PARTEA DE SUD A MUNȚILOR BARAOLTULUI

DE

ACADEMICIAN G. MURGEANU, D. PATRULIUS, L. CONTESCU și D. JIPA

Comunicare prezentată în ședința din 14 februarie 1961

Munții Baraoltului constituie un lanț puțin înalt în sectorul de afundare spre Depresiunea Bîrsei a Carpaților Orientali. Acest lanț, întocmai ca și cele paralele situate la vest (Munții Perșani) și la est (Munții Bodocului), este de formațiune recentă, configurația lui datînd de la sfîrșitul pliocenului, cînd au avut loc mișcările terminale de ridicare a curburii Carpaților. El este încadrat de două depresiuni relativ largi, cuprinzînd depozite pliocene și cuaternare și reprezentînd golfuri înaintate spre nord ale Depresiunii Bîrsei.

La prima vedere, relieful monoton, cu culmi rotunjite, precum și covorul vegetal dens fac teritoriul acestor munți puțin atrăgător pentru cercetare. Totuși, importanța pe care o prezintă studiul flișului cretacic al Munților Baraoltului în cadrul ansamblului geologic cuprinzînd marginile Depresiunii Bîrsei, ne-a îndemnat să efectuăm o cercetare de detaliu a acestui sector, pînă acum puțin cunoscut. În special am fost preocupați de a recunoaște relațiile structurale și faciale cu teritoriul situat la sud de Depresiunea Bîrsei și cuprinzînd flișul cretacic din Munții Baiului.

Geologia Munților Baraoltului a fost studiată în trăsăturile ei mari de Fr. Herbich, de E. Kiss și mai tîrziu de G. Macovei și I. Atanasiu.

Fr. Herbich semnalează în acest teritoriu prezența unor roci cu *Peregrinella* (2). O faună de ammoniți, recoltată de E. Kiss în împrejurimile localităților Arcuș și Vîlcele, a fost determinată de E. Vadasz ca barremiană (8). G. Macovei și I. Atanasiu disting în Munții Baraoltului : strate de Sinaia, un fliș barremian și gresii și conglomerate apțiene (5). Mai recent, în același teritoriu au fost executate cartări de detaliu de către G. Aileni și apoi de A. Zberea.

G. Aileni semnalează prezenţa unor gresii cu *Peregrinella* în împrejurimile localităţii Vîlcele [1]).

A. Zberea găseşte calcare cu *Peregrinella* în partea de vest a Munţilor Baraoltului (valea Belinul Mare) şi identifică prezenţa senonianului sub un facies de marne cu inocerami şi ammoniţi la vest de Arcuş şi între Vîlcele şi Sf. Gheorghe [2]).

Obiectul cercetărilor întreprinse de autorii acestei note a fost în primul rînd studiul flişului cretacic. Terenurile pliocene şi cuaternare au fost numai delimitate, dar nu studiate în detaliu.

Cu studiul pliocenului din Munţii Baraoltului s-a ocupat în special E. Jekelius (3), (4).

Se poate constata că în extremitatea sudică a Munţilor Baraoltului, pliocenul este reprezentat prin nisipuri şi pietrişuri, între care se găsesc pe alocuri veritabile falune constituite din cochilii de lamelibranhiate şi gasteropode. După E. Jekelius, această faună este reprezentativă pentru dacian. Spre nord, depozitele pliocene devin din ce în ce mai fine. D. Patrulius descrie în regiunea Căpeni — Baraolt [3]) o succesiune de depozite pliocene formată mai ales din marne cu ostracode şi, local, cu populaţii abundente de *Paradacna fuchsi.*

Observaţiile făcute asupra cuaternarului oferă cîteva date interesante cu privire la evoluţia Munţilor Baraoltului. Aşa de pildă, imediat la est de Munţii Baraoltului, terasa Oltului este bine individualizată; depozitele ei se caracterizează prin prezenţa unor pietrişuri cu elemente de andezite provenind din lanţul Harghita — Călimani şi a unor nisipuri cu un bogat conţinut de hornblendă şi biotit, avînd aceeaşi origine.

Pe marginea vestică a Munţilor Baraoltului se disting suprafeţe plane, ce pot fi luate la prima vedere drept terase ale Oltului. Totuşi, se constată că aceste suprafeţe prezintă o slabă înclinare către Olt şi că depozitele lor cuaternare sînt alcătuite din elemente de roci cretacice. Este vorba deci de depozite proluviale terasate, reprezentînd conurile de dejecţie ale văilor ce izvorăsc din Munţii Baraoltului. Pietrişurile şi bolovănişurile acestor depozite sînt constituite exclusiv din gresii şi marnocalcare provenind din flişul barremian-apţian şi din stratele de Sinaia, precum şi din elemente de calcare organogene, cuarţ şi roci metamorfice, care îşi au originea în conglomeratele flişului cretacic.

La vest de Olt, la poalele Munţilor Perşani, situaţia este similară, pietrişurile fiind constituite în majoritate din elemente rotunjite de calcare şi şisturi cristaline provenind din conglomeratele de Bucegi, larg dezvoltate în această unitate.

Depozitele proluviale grosiere acoperă pe cele pliocene în majoritate mai fine. Trebuie să admitem astfel că în timpul cuaternarului, între Munţii Perşani şi Munţii Baraoltului, s-a format o depresiune către care au fost drenate materialele transportate de torenţii din cele două unităţi

[1]) Comunicare orală.

[2]) A. Zberea şi echipa, *Raport geologic asupra lucrărilor de cartare din regiunea Munţilor Baraoltului*, Arh. Com. geol., 1959.

[3]) D. Patrulius, *Raport asupra regiunii Baraolt — Căpeni — Vîrghiş*, Arh. Com. geol., 1953.

muntoase. Ulterior, Oltul a nivelat și „terasat" în parte aceste depozite proluviale. Mai este de remarcat că în Munții Perșani și în partea de sud a Munților Baraoltului se găsesc depozite pliocene situate pe înălțimi și puternic denivelate față de cele din depresiunile limitrofe.

Rezultă de aici că relieful actual este creația unor mișcări recente. El nu exista în timpul pliocenului superior, cînd se sedimentau în regiune depozite mai fine. După toate aparențele regiunea care cuprinde Munții Perșani, Munții Baraoltului și ai Bodocului s-a scufundat în bloc înaintea pliocenului superior, iar apoi, la începutul cuaternarului, a avut loc o fragmentare a acestei arii inițial unitară, prin ridicarea celor 3 șiruri de înălțimi.

STRATIGRAFIA FLIȘULUI CRETACIC DIN MUNȚII BARAOLTULUI

Depozitele cretacice sînt dezvoltate în facies de fliș, cu variații locale spre tipuri molasice. În ansamblu, se recunosc trei complexe : un complex al stratelor de Sinaia, reprezentînd valanginian-hauterivianul, și în care distingem două orizonturi, un complex barremian-aptian ce prezintă variații faciale de la depozite cu habitus tipic de fliș la gresii masive și conglomerate, și un complex superior de conglomerate (conglomeratele de Bucegi) de vîrstă albiană (fig. 1). Succesiunea stratigrafică este reprezentată în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Succesiunea stratigrafică a flișului cretacic din Munții Baraoltului

Albian	conglomerate poligene de tip Bucegi, dezvoltate în partea de sud a Munților Baraoltului	cel puțin 500 m
Aptian	fliș marno-gresos, local cu intercalații de gresii în bancuri și conglomerate cu blocuri mari de calcare urgoniene, dezvoltat în partea de est a Munților Baraoltului	300—400 m
	gresii în bancuri groase, în bază cu conglomerate, conținînd local blocuri mari de calcare urgoniene ; substituite aproape în întregime spre sud prin conglomerate, spre sud-vest prin fliș mai ales gresos cu intercalații de conglomerate (orizontul Teslei)	400—550 m
Barremian	fliș marno-gresos cu intercalații de marno-calcare și brecii și microbrecii cu șisturi sericitoase, calcare și dolomit ; cu bancuri mai puternice și mai dese de gresii, în spre nord	250—350 m
Hauterivian	fliș cu gresii în plăci, șisturi, marno-calcare, brecii și microbrecii ; tectofacies mai puțin pronunțat decît cel al orizontului precedent	200—250 m
Valanginian	fliș cu numeroase strate de gresiii, marno-calcare, șisturi argilo-marnoase, pe alocuri satinate ; tectofacies pronunțat (partea inferioară a stratelor de Sinaia nu apare în această regiune)	mai mult de 1 000 m

1. VALANGINIAN-HAUTERIVIAN

Am semnalat cu alt prilej [1]) că în complexul stratelor de Sinaia din valea Prahovei se pot separa 3 orizonturi : cel inferior este caracterizat prin abundenţa rocilor fine (şisturi în parte calcaroase şi calcare marnoase), cel mediu printr-un procent relativ ridicat de gresii, acestea fiind uneori predominante, iar cel superior prin prezenţa unor intercalaţii de brecii şi conglomerate, uneori cu blocuri mari de calcare şi şisturi cristaline.

În cuprinsul regiunii cercetate, nu a fost recunoscută asociaţia de roci comparabilă cu cea a orizontului inferior din valea Prahovei. Trebuie remarcat însă că această regiune reprezintă sectorul de afundare spre sud a Munţilor Baraoltului, stratele de Sinaia avînd o dezvoltare din ce în ce mai largă spre nord, unde nu au fost extinse încă observaţiile autorilor.

a) Orizontul mediu al stratelor de Sinaia are o largă dezvoltare în teritoriul situat la nord de regiunea studiată. Depozitele acestui orizont au fost întîlnite începînd din valea Aitei spre sud numai în sîmburele unor anticlinale şi în primul rînd a anticlinalului Belin, care urmăreşte marginea de vest a Munţilor Baraoltului. Spre sud, orizontul mediu al stratelor de Sinaia dispare între valea Belinul Mic şi valea Belinul Mare. Aceleaşi depozite apar sporadic în lungul unui alt anticlinal, anticlinalul Corlat, situat mai la est. De semnalat ca o particularitate litologică a acestui orizont prezenţa, la obîrşia văii Corlatului, a unor calcarenite negricioase intercalate la partea lui superioară. Calcarenitele, în strate pînă la 20 cm, sînt constituite din elemente de calcar de culoare cenuşie închis, de calcar marnos verde şi din micaşisturi cu biotit. În masa rocii se observă şi mici aglomerări de pirită. Roci identice ca aspect au fost observate de D. Patrulius intercalate la partea cu totul superioară a orizontului mediu pe versantul de est al Bucegilor, între Sinaia şi Moroeni, şi de L. Contescu în acelaşi orizont, în valea Ialomiţei, la sud de Pietroşiţa, unde stratele de Sinaia constituie nucleul anticlinalului Pietroşiţa.

b) Orizontul superior al stratelor de Sinaia prezintă aici aceleaşi caractere ca la sud de Depresiunea Bîrsei, distingîndu-se, în ansamblu, de orizontul mediu prin prezenţa unor intercalaţii (avînd pînă la 3 m grosime) de brecii şi conglomerate constituite din elemente de şisturi cristaline cloritoase, sericitoase şi grafitoase, de micaşisturi cu biotit, de cuarţ şi calcare fine cenuşii, apoi prin tectofaciesul mult mai puţin pronunţat şi prin culoarea mai deschisă a rocilor componente. Este de semnalat că delimitarea cartografică a orizontului menţionat este deosebit de dificilă, întrucît există o trecere perfect gradată spre stratele din culcuş şi din acoperiş, iar lipsa unui tectofacies mai pregnant şi culoarea mai deschisă fac foarte asemănătoare rocile orizontului superior al stratelor de Sinaia cu cele situate imediat deasupra lui, dar de vîrstă barremiană.

---

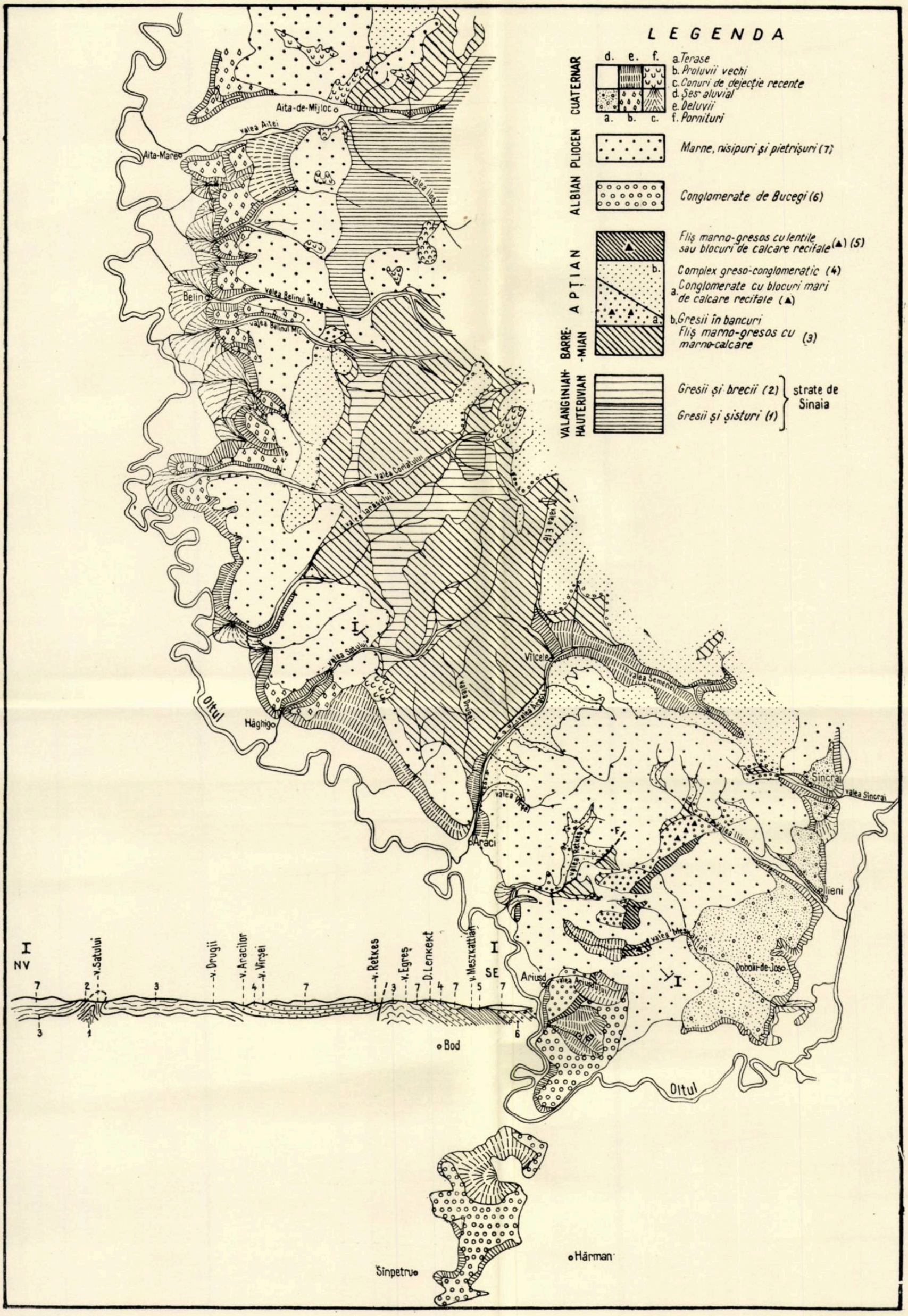
[1]) G. Murgeanu şi D. Patrulius, *Faciesurile barremian-apţianului şi distribuţia calcarelor recifale eocretacice pe marginea Munţilor Baiului*, Comunicare prezentată la Sesiunea ştiinţifică a I.P.G.G., 1958.

G. MURGEANU, D. PATRULIUS, L. CONTESCU și D. JIPA

HARTA GEOLOGICĂ A MUNȚILOR BARAOLTULUI

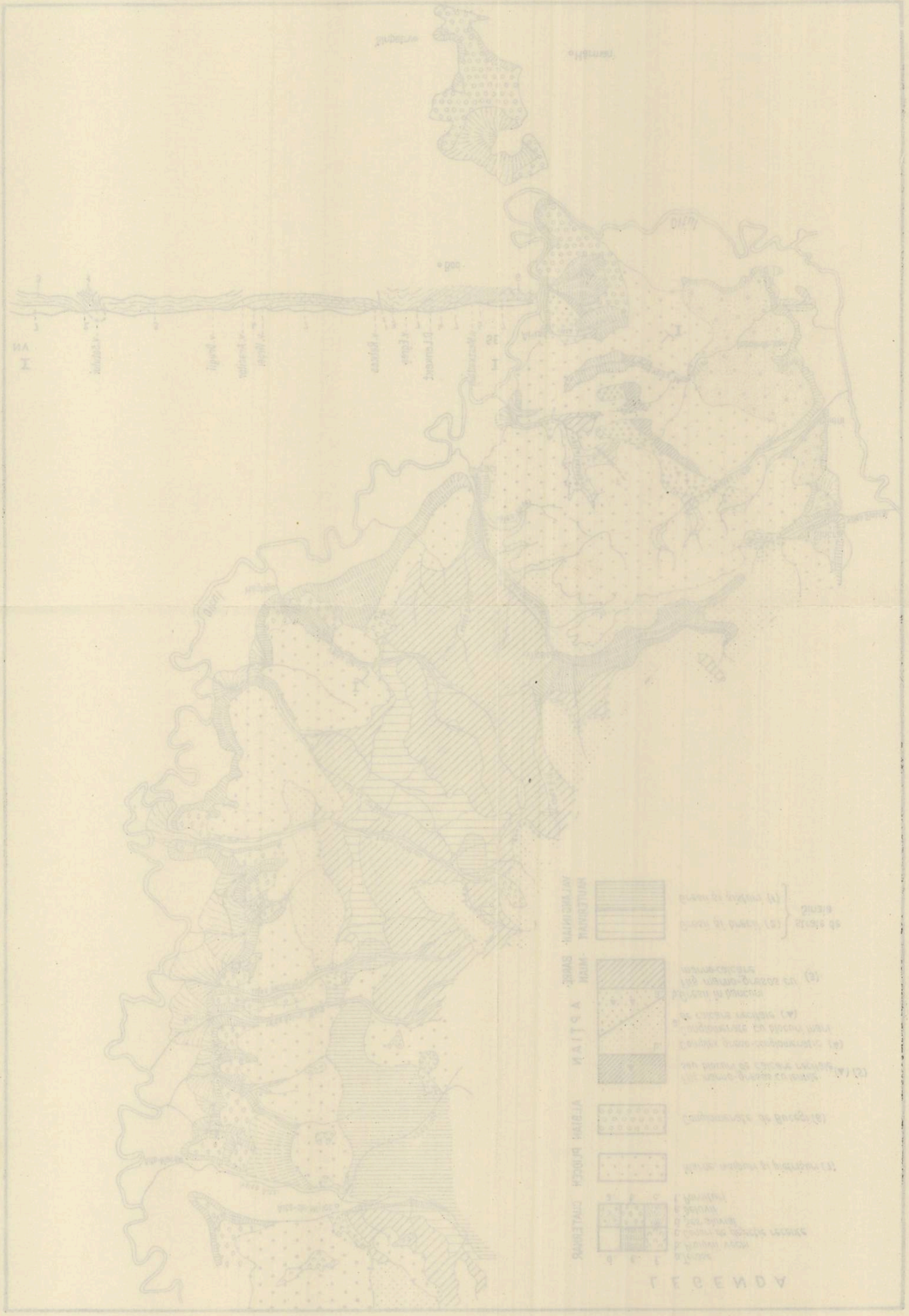
(PARTEA SUD-VESTICĂ)

SCARA: 1: 100 000



c. 1823 — Studii de Geologie

Fig. 1



HARTA GEOLOGICĂ A MUNȚILOR BARAOLTULUI

(PARTEA SUD-VESTICĂ)

SCARA 1: 100 000

2. BARREMIAN-APȚIAN

Cu toată experiența cîștigată prin studiul îndelungat al flișului barremian-apțian dezvoltat la sud de Depresiunea Bîrsei, am întîmpinat totuși multe dificultăți în ceea ce privește separarea și divizarea flișului echivalent din Munții Baraoltului. Aceasta datorită, pe de o parte, caracterelor sale litologice destul de particulare, care-l apropie într-o anumită măsură de flișul sincron din Carpații Moldovei și, pe de altă parte, datorită unor variații de facies destul de pronunțate în cadrul complexului, variații ce se manifestă atît în sens longitudinal, cît și în sens transversal.

În ansamblu, în regiunea studiată se individualizează două orizonturi ale complexului ce urmează stratelor de Sinaia și suportă conglomeratele de Bucegi. Orizontul inferior este constituit dintr-o succesiune tipică de fliș, avînd anumite caractere litologice proprii Munților Baraoltului. Orizontul superior, caracterizat prin variații mai importante de facies este constituit în cea mai mare parte din gresii în bancuri groase, uneori masive, și din conglomerate de diferite tipuri.

a) Orizontul inferior prezintă în general aspectul flișului situat deasupra stratelor de Sinaia pe marginea Munților Baiului, asemănîndu-se mai ales cu flișul barremian-apțian dezvoltat la izvoarele Tîrlungului, fliș care se caracterizează printr-o litologie și stratonomie comparabile într-o anumită măsură cu acelea ale stratelor de Sinaia (6).

Flișul orizontului inferior al barremian-apțianului din Munții Baraoltului este bine dezvoltat și individualizat mai ales în partea de vest a regiunii cercetate (împrejurimile localității Vîlcele, valea Retkes, bazinul văii Belinului).

În aceste locuri, flișul se face remarcat prin următoarele caracteristici : alternanța ritmică deasă a rocilor componente, asociația de gresii în plăci și marne amintind flișul marno-gresos barremian-apțian dezvoltat la sud de Depresiunea Bîrsei, prezența unor frecvente intercalații de marno-calcare cenușii.

În general orizontul inferior al barremian-apțianului cuprinde :

— gresii calcaroase în strate de 5—30 cm, conținînd resturi de plante incarbonizate și avînd o culoare de alterație gălbuie, mai rar ruginie ;

— marne și șisturi cenușii-albăstrui, uneori cu o tentă verzuie sau gălbuie, mai mult sau mai puțin nisipoase, micacee, uneori cu fagoglife ;

— gresii conglomeratice, microconglomerate și mai ales microbrecii conținînd numeroase elemente de cuarț, șisturi cristaline cu sericit, muscovit, grafit și mai rar clorit și biotit, precum și fragmente, întotdeauna angulare, de dolomit ;

— în sfîrșit, ca un element caracteristic, marno-calcare cenușii sau cafenii, uneori cu fucoide, în strate de 1—20 cm (și uneori chiar mai groase), asemănătoare celor care se întîlnesc în stratele de Sinaia sau în stratele de Comarnic.

În acest fliș cu marno-calcare se găsesc și rare intercalații de conglomerate de tip tilloid, mai ales în extremitatea sudică a zonei sale de afloriment. Astfel de conglomerate au fost identificate în valea Drugei, afluent

al văii Aracilor, pe o vale afluentă a Oltului, între Araci şi Hăghig, şi la Vîlcele.

În cadrul flişului cu marno-calcare se pot observa şi oarecare variaţii de facies. Aşa de pildă, frecvenţa marno-calcarelor este maximă în împrejurimile localităţii Vîlcele. Începînd din valea Belinului spre nord, rolul gresiilor devine din ce în ce mai important, în aşa fel încît trasarea limitei cu complexul imediat superior, caracterizat tocmai prin predominanţa gresiilor, devine dificilă. Singurul criteriu de separare a celor două orizonturi rămîne atunci un anumit nivel de conglomerate ce se poate urmări din aproape în aproape la baza orizontului superior. Tot spre nord creşte şi frecvenţa intercalaţiilor de microbrecii cu fragmente de dolomit.

În partea de est a Munţilor Baraoltului (valea Semeriei, valea Sîncrai, valea Nadaşului) nu apare decît partea superioară a orizontului descris, caracterizată aici printr-o alternanţă deasă de gresii şi marne, dar lipsită de marno-calcare. Datorită absenţei marno-calcarelor, flişul acesta se aseamănă pînă la identitate cu flişul marno-gresos ruginiu din bazinele văilor Tîrlungului, Prahovei şi Ialomiţei (6), (7).

Un nivel terminal al orizontului inferior, reprezentat prin marne nisipoase dure, cenuşii-verzui, cu stratificaţie imprecisă, amintind în mod surprinzător de anumite roci ale vraconianului din valea Dîmboviţei, apare sporadic în împrejurimile Băilor Şugaş.

În sfîrşit, în valea Retkes, la partea superioară a acestui orizont, se remarcă un nivel bine individualizat şi ale cărui caractere trădează o importantă alunecare submarină. Este vorba de un pachet, gros de 50—60 m, constituit din marne nisipoase relativ omogene, de culoare cenuşie închis pînă la negricioasă, în care se disting porţiuni cu structură brecioasă şi cu numeroase oglinzi de fricţiune ; local, apar structuri tipice de alunecare conturnate, oferind adesea imaginea unor şarniere de cute fragmentare. Prin omogenitatea şi lipsa lor de stratificare, aceste marne amintesc marnele nisipoase compacte ce apar la partea superioară a flişului din împrejurimile Şugaşului (valea Nadaşului).

Nivelul acesta cu texturi de alunecare submarină, localizat numai în valea Retkes, ar putea reprezenta aici, aşa cum am mai arătat [1]), un ecou al formaţiunii de Wildflysch barremian-apţian, atît de dezvoltată în Munţii Perşani şi în sinclinalul marginal din Carpaţii Moldovei.

b) Orizontul superior este caracterizat, prin variaţii importante de facies. Un element constant pare a fi însă prezenţa, în baza orizontului, a unui nivel de conglomerate de grosime variabilă (5—30 m). Aceste conglomerate, sînt constituite dintr-o gamă foarte variată de calcare (calcare negre bituminoase triasice, calcare submarnoase neocomiene, calcare recifale urgoniene), din filite sericito-grafitoase sau sericito-cloritoase şi din cuarţ, la care se adaugă uneori galeţi de granite şi gnaise. De remarcat că numai un număr foarte restrîns de elemente calcaroase ar putea eventual fi atribuit malmului. Elementele sînt destul de neomogen răspîndite în masa matricei, care este microconglomeratică

[1]) L. Contescu şi J. Andrei, *Raport asupra lucrărilor de cartare executate în regiunea Sînpetru — Ariujd — Araci (Munţii Baraoltului)*, Arh. Com. geol., 1958.

sau gresoasă. Se observă zone de aglomerare a elementelor sau, dimpotrivă, zone unde matricea este net predominantă. Stratificația este adesea puțin pronunțată, bancurile au 0,5 — 1,5 m grosime.

Acest tip de conglomerate este dezvoltat pe versantul vestic al Munților Baraoltului (valea Aracilor, valea Corlatului, valea Belinului). În est (valea Șugașului) și în partea centrală (valea Retkes) conglomeratele orizontului superior sînt de tip tilloid, iar în extremitatea sudică (valea Ariujdului) ele sînt foarte asemănătoare conglomeratelor de Bucegi.

În partea de nord a regiunii, începînd de la paralela văilor Vîrșei și Ilienilor spre nord, peste aceste conglomerate, sau peste flișul cu marno-calcare (atunci cînd conglomeratele lipsesc), se așterne o stivă importantă de gresii în bancuri groase, care pe alocuri capătă un aspect masiv. Este vorba de gresii dure, cuarțito-micacee, cu ciment calcaros și în care muscovitul se concentrează mai ales pe fețele de separație. Tot pe fețele de separație se găsesc foarte frecvente urme de plante incarbonizate. Un caracter general al gresiilor îl constituie prezența resedimentărilor de marne și marno-argile, fin micacee, de culoare cenușie sau verzuie. Prin îndepărtarea acestor enclave, gresia capătă un aspect vacuolar. Mai menționăm prezența, în gresiile din cariera de la Sf. Gheorghe, a unor cavități alungite în formă de tuburi ce străbat roca, umplute cu un material argilos de culoare verde. Este foarte probabil vorba de un tip aparte de fagoglife.

Între bancurile de gresii se găsesc jointuri de 1 —10 cm de marno-argile cenușii sau verzui, adesea concoide, sau de șisturi gresoase. În multe cazuri însă, bancurile sînt separate prin diasteme.

Spre sud, complexul gresos este rapid substituit prin conglomerate. Acest fapt devine evident începînd din valea Sîncrai, unde, în afară de conglomeratele situate în baza orizontului superior (care și ele de altfel au o grosime mai mare), apar în plus intercalații de conglomerate în însăși masa gresiilor. În același timp, în conglomeratele ce se dezvoltă treptat spre sud apar, din ce în ce mai numeroase, blocuri și klippe de calcare recifale, poate chiar mici recifi *in situ*, conținînd o faună urgoniană. O notă oarecum aparte este introdusă de aspectul depozitelor aptiene din bazinul văii Retkes. Aici, peste conglomeratele tilloide din baza seriei, urmează nu gresii în bancuri groase, ci o serie cu un caracter ritmic mai pregnant, cu care se asociază însă numeroase bancuri de gresii și conglomerate de tipul celor descrise mai sus. S-a putut observa că unele nivele de conglomerate se așternpe o suprafață de eroziune a gresiilor subjacente (wash-out).

Și mai spre sud, în valea Ariujdului de pildă, aproape întreg pachetul de gresii este substituit prin conglomerate poligene asemănătoare cu conglomeratele de Bucegi, cuprinzînd și aici mici klippe de calcare recifale cu pachyodonte.

Complexul gresos, invadat de conglomerate și calcare recifale, poate fi comparat și echivalat cu orizontul Teslei, bine dezvoltat în bazinul văii Tîrlungului (6).

Peste gresiile și conglomeratele descrise urmează un pachet de fliș marno-gresos ruginiu, avînd o grosime relativ redusă. Flișul apare ca

o fîşie care se îngustează treptat, spre sud, între valea Sîncrai şi Ariujd. În valea Meszkattlan în acest nivel de fliş se mai găsesc încă mici klippe de calcare urgoniene cu pachyodonte şi radiole mari de echinide, asociate cu calcare conţinînd numeroase elemente rotunjite de cuarţ. Tot pe aceeaşi vale se poate constata că succesiunea flişului cuprinde mai multe nivele de conglomerate şi gresii în bancuri. Calcarele recifale apar şi ele la două nivele, asociate fiind cu conglomeratele.

3. ALBIAN

Flişul marno-gresos superior suportă un orizont superior de conglomerate poligene, paralelizabil cu conglomeratele de Bucegi, situate pe marginea de sud a Depresiunii Bîrsei. De altfel, conglomeratele din extremitatea sudică a Munţilor Baraoltului (Ariujd — Dealul Barabas şi Hărman — Sînpetru) se leagă prin intermediul unor insule de conglomerate, izolate în mijlocul depozitelor cuaternare din Depresiunea Bîrsei, cu conglomeratele din Masivul Piatra Mare.

★

Diferitele entităţi litologice, separate în cadrul flişului din Munţii Baraoltului, au fost datate, pe de o parte, cu ajutorul cîtorva fosile găsite în această regiune, iar pe de altă parte, prin corelare litostratigrafică cu depozite similare din alte regiuni carpatice.

Vîrsta hauterivian superioară a orizontului terminal al stratelor de Sinaia (orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*) a fost precizată pe versantul estic al Bucegilor. Este probabil că exemplarele de *Peregrinella*, citate din Munţii Baraoltului de către Fr. Herbich, provin din acelaşi orizont, întocmai ca şi exemplarele de *Peregrinella* găsite în împrejurimile Zizinului, unde stratele de Sinaia superioare sînt larg dezvoltate. În partea de vest a Munţilor Baraoltului (valea Satului) se găsesc în acest orizont strate subţiri de microbrecii cu briozoare şi cu fragmente de ostreide şi *Lamellaptychus*.

În ceea ce priveşte ammoniţii barremieni din Munţii Baraoltului, determinaţi de E. Vadasz (8), poziţia lor în raport cu succesiunea descrisă în această notă nu a putut fi precizată în toate cazurile. Fauna citată de Vadasz indică barremianul în general şi cuprinde unele specii cunoscute din barremianul inferior. În consecinţă ea trebuie să provină dintr-un orizont situat imediat deasupra stratelor de Sinaia superioare, deci din flişul cu marno-calcare. Efectiv două din punctele fosilifere citate se situează în aria de răspîndire a acestui fliş (Vîlcele — Elöpatak). Totuşi, în împrejurimile imediate ale Arcuşului, de unde provine majoritatea formelor identificate de Vadasz, se găseşte larg dezvoltat complexul de gresii în bancuri groase.

Impresiuni fruste de ammoniţi au fost găsite de unii din noi nu în acest complex, ci în marnele şi gresiile flişului cu marno-calcare din împrejurimile localităţii Vîlcele (valea Drugei) şi a localităţii Araci (afluent stîng la văii Retkes). Este posibil deci ca fauna din împrejurimile Arcu-

șului să provină și ea din același fliș care ar putea forma aici o ivire izolată și de întindere restrînsă.

În valea Satului (est de comuna Hăghig) flișul cu marno-calcare cuprinde un banc de microbrecie cu șisturi sericitoase, fragmente de calcare și forme pitice de corali, briozoare, lamellibranhiate și gasteropode, acestea din urmă fiind în special abundente. Microbrecii, cu briozoare și numeroase gasteropode de talie mică, apar pe Dealul Giurcului, la vest de valea Runcului (bazinul văii Ialomiței) în stratele de Comarnic, unde microbreciile conțin și orbitoline. Ținînd seama de faptele enumerate și, în primul rînd, de poziția flișului cu marno-calcare imediat deasupra stratelor de Sinaia, considerăm că flișul menționat cuprinde cel puțin barremianul. Fauna determinată de E. Vadasz provine foarte probabil din acest orizont. Trebuie să mai remarcăm asemănarea pe care o prezintă microbreciile și gresiile grosiere ale orizontului inferior al barremian-apțianului cu rocile mai grosiere dezvoltate la partea superioară a stratelor de Bistra din bazinul văii Bistriței.

Termenul următor al cretacicului inferior din Munții Baraoltului prezintă aspectele caracteristice ale apțianului dezvoltat pe marginea Munților Baiului. În special în valea Retkes, depozitele situate deasupra flișului cu marno-calcare seamănă pînă la identitate cu cele ale flișului gresos de pe cursul superior al Ialomiței. În plus, conglomeratele situate la partea inferioară a acestui orizont conțin blocuri de calcare urgoniene, mai mult sau mai puțin voluminoase, și a căror faună cuprinde cîteva specii ce se întîlnesc mai frecvent în depozitele apțiene din părțile mai interne ale Carpaților Orientali. Anumite calcare albe și cenușii din conglomerate conțin, în valea Ilienilor, numeroase exemplare de *Requienia*. În aceeași vale se găsesc și calcare roșcate și cenușii-gălbui cu corali, brachiopode, tuburi de *Serpula*. În valea Retkes conglomeratele tilloide, situate la partea inferioară a complexului de gresii, conțin calcare pătate cenușii-verzui, roz sau gălbui, cu echinoderme, pachyodonte, *Lamellaerhynhia* aff. *picteti* Burri, *Chaetetopsis zonata* Patrulius. Această din urmă specie a fost întîlnită în calcarele din muntele Tesla, din muntele Strîmbu (Zăganu), în calcarele și marnele cu orbitoline ale apțianului inferior din Rarău, în calcarele recifale ale cretacicului inferior (barremian-apțian) din fundamentul mezozoic al Cîmpiei Romîne (Atîrnați) și, recent, în elementele conglomeratelor apțiene de la Colții Brății (bazinul văii Ialomiței).

Calcarele cu pachyodonte remaniate în orizontul superior de fliș marno-gresos din Munții Baraoltului conțin, pe pîrîul Meszkattlan, numeroase exemplare ale unei forme inverse (*Monopleura* sau *Horiopleura*), gasteropode și radiole mari de *Pseudocidaris crispicans* Loriol, specie găsită de D. Patrulius în depozitele apțianului inferior din Hăghimaș (Cheile Bicazului) și din Rarău (Valea Seacă).

Conglomeratele de Bucegi, care reprezintă ultimul termen al cretacicului inferior din Munții Baraoltului, pot fi atribuite albianului, prin analogie cu succesiunea stratigrafică a cretacicului din Masivul Bucegi.

STRUCTURA MUNŢILOR BARAOLTULUI

Descifrarea structurii Munţilor Baraoltului este îngreuiată de :

— extinderea mare a pliocenului şi cuaternarului, care izolează adeseori depozitele cretacice sub formă de petice, mascînd continuitatea structurilor şi împiedicînd corelarea lor ;

— gradul mare de dispersiune a direcţiilor stratelor, care imprimă regiunii o tectonică specifică, cu structuri de direcţie ezitantă ;

— diferenţele de competenţă în cadrul flişului, care au determinat o disarmonie de cutare.

Elementul structural major al jumătăţii de apus a Munţilor Baraoltului este reprezentat de un anticlinal : anticlinalul Belin, care urmăreşte limita de vest a munţilor. Nucleul său este constituit la sud din orizontul superior al stratelor de Sinaia, spre nord apărînd însă şi orizontul lor mediu. Aceasta indică o treptată ridicare axială a structurii către nord. Din acest anticlinal principal se desprinde, în dreptul văii Iarăşului, o ramură ce constituie anticlinalul Corlat, în axul căruia apar tot strate de Sinaia.

În partea de sud a Munţilor Baraoltului se pot distinge două anticlinale : anticlinalul Retkes şi anticlinalul Sînpetru — Hărman orientate de la NE la SV. În nucleul primului apare orizontul inferior al barremian-apţianului (flişul cu marno-calcare), bine deschis pe valea Retkes, în apropierea comunei Araci. Urmărirea anticlinalului în direcţie, atît spre nord-est cît şi spre sud-vest, este dificilă, din cauza unor mari suprafeţe acoperite cu depozite pliocene.

La constituirea anticlinalului Sînpetru — Hărman iau parte numai conglomeratele de Bucegi. Spre nord-est şi sud-vest el dispare sub aluviunile Oltului.

Axa anticlinalului Belin este orientată aproximativ nord-sud, sau NNE—SSV. Axele celorlalte structuri au o direcţie NE-SV sau chiar ENE—VSV. În ansamblu se pare că avem de-a face cu o structură semipenată, dintr-un anticlinal major desprinzîndu-se spre est o serie de alte anticlinale orientate oblic în raport cu structura generală. O astfel de structură — a cărei semnificaţie mecanică ne scapă deocamdată — a fost pusă de altfel în evidenţă şi în Munţii Baiului, unde, din anticlinoriul principal al Baiului, se desprind, îndreptîndu-se către est, alte anticlinale (Poiana Crăiţei, Zănoaga — Roşca — Bratocea).

În ansamblu, se poate constata că, în sens transversal, structurile din partea de nord-vest a Munţilor Baraoltului sînt mai ridicate decît acelea din partea de sud-est, de unde rezultă că sîntem în prezenţa unei căderi în cascadă a acestora.

Merită de relevat importantele variaţii de grosime pe care le suferă orizonturile flişului eocretacic. Dezvoltarea inegală ca grosime sau uneori lipsa completă a unor termeni de pe creasta sau flancurile anticlinalelor dovedesc caracterul sinsedimentar al cutării, fapt pus în evidenţă şi în cazul flişului cretacic situat la sud de Depresiunea Bîrsei (6).

POZIȚIA MUNȚILOR BARAOLTULUI ÎN CADRUL TECTONIC REGIONAL

Pentru a stabili poziția structurală a Munților Baraoltului, trebuie să ne referim la ansamblul teritoriului, care cuprinde partea estică a masivului cristalin al Carpaților Meridionali, precum și terenurile flișului dezvoltat la est și nord-est de acest masiv.

Depresiunea Bîrsei, prelungită spre vest prin culoarul Vlădenilor și spre nord prin cele două depresiuni prin care curge Oltul, întrerupe continuitatea zonelor celor mai interne de la curbura Carpaților. În această situație, pentru mai multă precizie, am considerat utilă o încercare de reconstituire paleogeografică, care să poată pune în evidență unitățile ce au avut o funcțiune mai îndelungată în evoluția sedimentației, fie ca arii de ridicare, fie ca arii de scufundare.

Așa cum rezultă din figura 2, în partea de est a masivului cristalin al Carpaților Meridionali s-au individualizat două promontorii, orientate NE—SV, schițate încă din triasic și reprezentînd arii de ridicare începînd din dogger, și anume : promontoriul Leaotei în sud și promontoriul Perșanilor în nord (marcat prin insula de șisturi cristaline, situată în actuala parte de vest a Munților Perșani). Un al treilea promontoriu, avînd o poziție intermediară și aproximativ aceeași direcție cu celelalte două, își capătă individualitatea începînd din cretacicul mediu. El corespunde cu extremitatea nord-estică a Munților Făgărașului.

La sud se disting două arii de scufundare : culoarul Dîmbovicioarei, cuprins între promontoriul Leaotei și promontoriul Făgărașului, și culoarul Bucegilor, cuprins între promontoriul Leaotei și creasta Zamurei constituită din șisturi cristaline ce apar la zi pe marginea de vest a Munților Baiului.

Culoarul Dîmbovicioarei se prelungește la exteriorul promontoriului Făgărașului și promontoriului Perșanilor. Astfel, el pare a se lega spre nord cu zona sinclinală ce cuprinde conglomeratele de Bucegi și depozitele neocretacice de pe marginea estică a Munților Perșani.

Culoarul Bucegilor, în prelungirea sa spre nord, este deviat de un bombament al stratelor de Sinaia dezvoltat în regiunea Predeal. După toate aparențele, culoarul Bucegilor se continuă mai departe cu zona sinclinală ce cuprinde conglomeratele albiene din Masivul Piatra Mare, iar acestea la rîndul lor se leagă cu extremitatea sudică a Munților Baraoltului prin intermediul mai multor insule de conglomerate ce apar de sub cuvertura cuaternară a Depresiunii Bîrsei. În această situație zona anticlinală a Munților Baraoltului cuprinsă între cele două culoare menționate prelungite spre nord ar corespunde ca poziție structurală cu promontoriul Leaotei. Această presupunere este în acord cu datele geofizice care arată existența unui maxim gravific corespunzător cu Munții Baraoltului și prelungindu-se la sud pe sub Depresiunea Bîrsei, în partea de vest a Masivului Postăvarul (Tîmpa) (1).

Totuși, zona Munților Baraoltului are o altă valoare structurală și funcțională decît promontoriul Leaotei. Acesta din urmă a avut o funcție

îndelungată de ridicare începînd din triasic, în timp ce teritoriul care cuprinde actualmente Munţii Baraoltului a funcţionat ca arie de scufundare, cel puţin în timpul cretacicului inferior. Admiţînd că fundamentul Leaotei se prelungeşte spre nord în teritoriul Munţilor Baraoltului, trebuie să presupunem că acesta din urmă a fost înglobat zonei de sedimentare a flişului la sfîrşitul jurasicului. Cu alte cuvinte, în acest sector, aria de sedimentaţie a flişului s-a extins mult spre vest, împietînd asupra zonei cristaline ce constituia nucleul Carpaţilor Orientali. Aşadar, se poate vorbi de o structură unitară anticlinală, mai bine zis de o arie de ridicare Leaota — Postăvarul — Baraolt, numai dacă ne referim la fundamentul cristalino-mezozoic, iar nu şi la cuvertura de fliş. Acelaşi lucru se poate afirma şi despre aria coborîtă Bucegi — Piatra Mare — Baraolt sud — Bodoc, care a funcţionat ca o unitate aproape numai în timpul sedimentării conglomeratelor de Bucegi.

Din cele expuse rezultă că zona de sedimentare a stratelor de Sinaia din Munţii Baraoltului ocupă o poziţie mai internă faţă de cea care cuprinde stratele de Sinaia din Munţii Baiului. Această tendinţă de deplasare a sedimentaţiei flişului spre interior (spre vest) reprezintă un fapt de ordin general pentru întreg teritoriul cuprins între promontoriul Perşanilor şi extremitatea sudică a cristalinului din Carpaţii Moldovei, ce se afundă spre sud în regiunea Miercurea-Ciuc (aria de înecare a Buzăului).

Din această reprezentare paleogeografică rezultă că fundamentul Masivelor Postăvarul şi Piatra Mare constituia, în timpul cretacicului inferior, un promontoriu înaintat spre est. În aceeaşi direcţia s-a extins şi faciesul marnelor cu cephalopode, aşa după cum este indicat în schiţa palelogeografică (fig. 2). Promontoriul menţionat corespunde cu un bloc mai puţin mobil al fundamentului ce nu a fost antrenat în subsidenţa zonei flişului. Această „anomalie", pe care o considerăm de ordin paleogeografic, a determinat mai înainte o serie de autori să considere Masivul Piatra Mare ca fiind şariat spre est peste zona flişului. Nu este cazul să repetăm aici observaţiile pe care le-am efectuat în Masivul Piatra Mare şi care infirmă acest din urmă punct de vedere [1]), dar trebuie să precizăm că studiul geologic al Munţilor Baraoltului ne-a adus încă un argument în favorarea unei structuri normale în partea mai internă a zonei flişului, şi anume prezenţa în partea de sud a Munţilor Baraoltului a unor conglomerate, care prin compoziţia lor litologică, prin stratonomia şi granulometria lor reprezintă în mod evident prelungirea spre nord a conglomeratelor din Masivul Piatra Mare, la exteriorul stratelor de Sinaia din Munţii Baraoltului. Banda de conglomerate din sudul acestor munţi are o poziţie normală în raport cu flişul mai intern şi separă două zone cu strate de Sinaia : zona Baiului la exterior şi zona Baraoltului la interior.

[1]) D. Patrulius, L. Contescu şi Al. Bera, *Geologia părţilor nordice şi centrale ale Masivului Piatra Mare*, Arh. Com. geol., 1957.

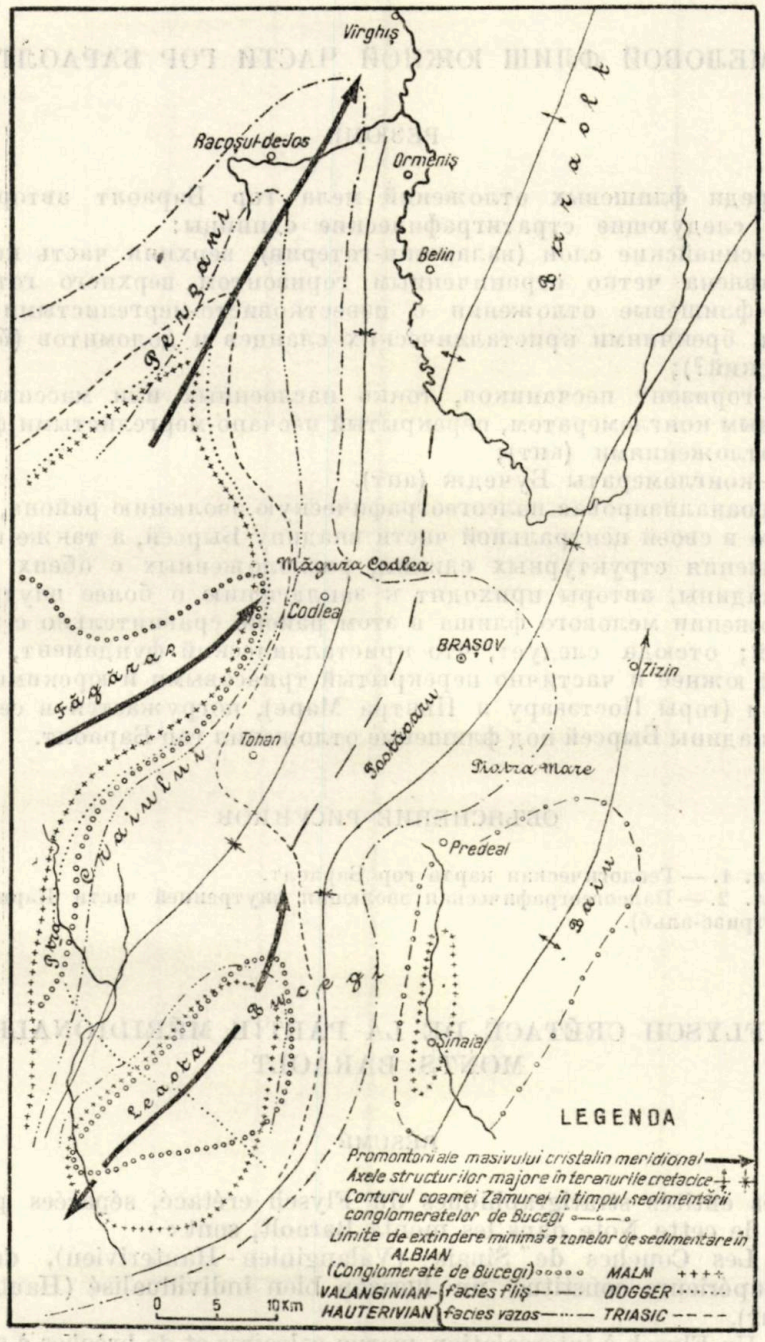


Fig. 2. — Evoluția paleogeografică a părții interne a curburii Carpaților (triasic-albian).

МЕЛОВОЙ ФЛИШ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОР БАРАОЛТ

РЕЗЮМЕ

Среди флишевых отложений мела гор Бараолт авторы выделяют следующие стратиграфические единицы:

— синайские слои (валанжин-готерив), верхняя часть которых представлена четко ограниченным горизонтом верхнего готерива;

— флишевые отложения с известковисто-мергелистыми прослоями и брекчиями кристаллических сланцев и доломитов (баррембедульский?);

— горизонт песчаников, тонко наслоенных или массивных, с базальным конгломератом, перекрытый песчано-мергелистыми флишевыми отложениями (апт);

— конгломераты Бучедж (апт).

Проанализировав палеогеографическую эволюцию района, включающего в своей центральной части впадину Бырсей, а также и взаимоотношения структурных единиц, расположенных с обеих сторон этой впадины, авторы приходят к заключению о более внутреннем расположении мелового флиша в этом районе сравнительно с горами Байулуй; отсюда следует, что кристаллический фундамент, выступающий южнее и частично перекрытый триасовыми и юрскими отложениями (горы Постэвару и Пьятра Маре), погружается в северной части впадины Бырсей под флишевые отложения гор Бараолт.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая карта гор Бараолт.

Рис. 2. — Палеогеографическая эволюция внутренней части Карпатского изгиба (триас-альб).

LE FLYSCH CRÉTACÉ DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DES MONTS BARAOLT

RÉSUMÉ

Les entités stratigraphiques du Flysch crétacé, séparées par les auteurs de cette Note dans les monts Baraolt, sont :

— Les Couches de Sinaia (Valanginien - Hauterivien), dont la partie supérieure constitue un horizon bien individualisé (Hauterivien supérieur).

— Un Flysch à intercalation marno-calcaires et de brèches à schistes cristallins et dolomies (Barrémien-Bedoulien ?).

— Un horizon de grès en bancs épais ou massifs, avec conglomérat de base et surmonté d'un Flysch marno-gréseux (Aptien).

— Les Conglomérats de Bucegi (Albien).

En analysant l'évolution paléogéographique de la région, qui comprend, en son centre, la dépression de la Bîrsa, et les rapports des unités structurales situées de part et d'autre de cette dépression, les auteurs arrivent à la conclusion que le Flysch crétacé des monts Baraolt est situé plus à l'intérieur que celui des monts Baiu, c'est-à-dire que le socle cristallin qui apparaît au sud, partiellement recouvert par des dépôts triasiques et jurassiques (monts Postăvaru et Piatra Mare), plonge au nord de la dépression de la Bîrsa sous le Flysch des monts Baraolt.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte géologique des monts Baraolt.

Fig. 2. — Evolution paléogéographique de la partie intérieure de l'arc des Carpates (Trais—Albien).

BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ŞT., *Imagini gravimetrice şi geomagnetice din regiunea de curbură, pentru Carpaţii Orientali şi Ţara Bîrsei*, Stud. şi cercet. geol., 1959, **IV**, *1*, 127.
2. HERBICH FR., *Das Szeklerland*, Budapesta, 1878.
3. JEKELIUS E., *Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului*, Stud. tehn. şi econ., Inst. geol. Rom., 1924, **3**, *2*, 24.
4. — *Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov*, în *Fauna neogenă a Romîniei*, Bucureşti, 1932, 33.
5. MACOVEI G. et ATANASIU I., *La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et du bassin supérieur de l'Olt*, Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates ; guide des excursions, Bucureşti, 1927, 224 şi 247—248.
6. MURGEANU G., PATRULIUS D. şi CONTESCU L., *Flişul cretacic din bazinul văii Tîrlungului*, Stud. şi cercet. geol., 1959, IV, *1*, 7.
7. PATRULIUS D., *Observaţiuni asupra depozitelor mesozoice din Bucegi şi Perşani*, Dări de seamă Com. geol., 1950—1951, XXXVIII, 136.
8. VADASZ E., *Petrefakten der Barreme Stufe aus Erdely (Siebenbürgen)*, Centralblatt f. Mineralog., Geol., Paleont., f. 1911, Stuttgart, 1911, 189.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL LITOTOPILOR PALEOZOICULUI SUPERIOR DIN ÎMPREJURIMILE REȘIȚEI (BANATUL CENTRAL)

DE

LORIN R. CONTESCU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 16 martie 1960

Marea varietate de tipuri litologice ale depozitelor paleozoicului superior din împrejurimile Reșiței a fost menționată încă mai de mult de St. Cantuniari (5) și Al. Codarcea (7). Mai recent, Gr. Răileanu și S. Năstăseanu (15), (16) au descris mai amănunțit aceste depozite. Avînd în vedere importanța economică a cărbunilor asociați cu celelalte tipuri litologice ale paleozoicului superior, se dovedea oportun un studiu încă și mai detaliat al tipurilor de roci de această vîrstă, studiu care să ducă, în măsura posibilului, la o clasificare și o sistematizare a lor. În nota de față ne propunem să descriem depozitele paleozoicului superior pe o arie ce constituie o porțiune a bazinului Bîrzavei, cuprinsă între localitățile Reșița și Țîrova la est, și Moniom la vest, și să încercăm încadrarea lor într-un ansamblu sedimentar unitar.

Trebuie să menționăm de la început că, datorită caracterelor lor sedimentografice, depozitele cercetate nu ne-au permis efectuarea unui studiu cantitativ detaliat și ne-au obligat să recurgem de cele mai multe ori numai la date calitative.

DESCRIEREA LITOTOPILOR

Rocile sedimentare studiate au fost atribuite în cea mai mare parte carboniferului superior; partea lor culminantă ar putea cuprinde însă și baza permianului. În același timp nu putem afirma cu certitudine dacă este prezent numai stephanianul, sau dacă nu cumva există și un termen inferior lui.

Volumul total de roci a putut fi divizat în 3 serii geometric suprapuse, dar care, în detaliu, se înlocuiesc parțial și pe direcție. Volumul cel mai mare din întreaga stivă de roci este ocupat de seria inferioară pe care am denumit-o seria clastică feldspatică cenușie. Aceasta este urmată de seria arenitică albă și apoi de seria fanglomeratică, care suportă la rîndul ei un ansamblu sedimentar aparținînd fără îndoială, prin caracterele sale de facies și floră, perioadei permiene (fig. 6).

SERIA CLASTICĂ FELDSPATICĂ CENUȘIE

Aproape toți litotopii ce compun această serie sînt de natură clastică și se încadrează, din punct de vedere granulometric, mai ales în categoria ruditelor și arenitelor. Rocile arenitice predomină volumetric asupra celor ruditice; lutitele sînt rare. Feldspatul este larg răspîndit în mai toți litotopii.

Înainte de a trece la descrierea lor, trebuie să menționăm că o parte din ei au suferit fenomene de metamorfism dinamic, puse în evidență prin prezența unei liniațiuni.

A. LITOTOPII RUDITICI

În categoria litotopilor ruditici se încadrează conglomeratele și breciile.

Conglomeratele cuprind elemente cu dimensiuni foarme variabile de la 1 la 30 și chiar 40 cm diametru. Pe baza mărimii elementelor se pot obține 4 clase de conglomerate : conglomerate cu elemente mici (1—4 cm), cu elemente medii (4—8 cm), cu elemente mari (8 — 16 cm) și cu elemente foarte mari (peste 16 cm).

În ceea ce privește gradul de sfericitate și de rotunjire, trebuie ținut seama de un fapt esențial, și anume că practic toate elementele sînt constituite din șisturi cristaline. Întrucît aceste roci au căpătat — datorită metamorfismului — anumite proprietăți structurale mai bine individualizate numai pe anumite plane preferențiale (șistuozitate, direcții de clivaj densitate și aderență a mineralelor), modul lor de erodare și mai ales de rulare va fi diferit de acela al unor roci eruptive sau sedimentare, mai omogene, mai „izotrope" ca structură. De aceea, toți galeții sînt aplatizați conform cu planele de șistuozitate, fapt ce denaturează efectul normal al rulării. Sfericitatea este de aceea scăzută ; în schimb, rotunjimea este bună. Se poate aprecia în mod aproximativ, după nomograma lui Krumbein (10), că sfericitatea este 0,3, iar rotunjimea 0,7.

1. *Conglomerate cu elemente mari și medii*

Se pot deosebi aici două categorii de litotopi : o primă categorie se grupează în jurul unui litotop standard ; o a doua categorie cuprinde conglomeratele cu elemente de șisturi cristaline de tip Semenic, situate n partea de est a regiunii.

a. Litotopii ruditici înrudiți cu tipul standard

Rocile cristalofiliene, ce constituie elementele litotopului standard, constau din aproximativ 40% gnaise, 30% micașisturi și 30% cuarț și cuarțite. Dacă micașisturile sînt întrucîtva comparabile cu cele din cristalinul Munților Semenicului (micașisturi cu moscovit și uneori cu granați), gnaisele diferă de cele cunoscute în împrejurimi (paragnaisele micacee de tip Buchin sau Bocșița — Drimoxa, gnaisele din Semenic). Așa după cum a arătat Al. Codarcea (7) gnaisele din conglomeratele carbonifere provin din metamorfozarea unor ortoroci (granite, diorite). Lipsesc cu desăvîrșire diversele tipuri de șisturi verzi.

Este de remarcat că cei trei componenți (gnaise, micașisturi, cuarț) nu au o repartiție areală uniformă în conglomerate. În extremitatea vestică predomină gnaisele, micașisturile sînt vizibil subordonate, iar cuarțul și cuarțitele se găsesc în cantitate redusă. Mai spre est, procentele de gnaise și de micașisturi devin aproape egale, iar procentul de cuarț crește, pentru ca în centrul regiunii cuarțul și cuarțitele să înceapă a predomina, iar gnaisele să fie sporadice.

În ceea ce privește matricea[1]) conglomeratelor cu elemente medii și mari, ea este de natură gresoasă, fiind adesea friabilă, de culoare cenușie, verzuie sau negricioasă. Predomină microlitele de cuarț, dar pe alocuri muscovitul, sub formă de paiete, poate deveni abundent ca și materia cărbunoasă de altfel. Micele melanocrate lipsesc, dar cloritul este uneori prezent.

Variații mari se observă în raporturile cantitative dintre galeți și matrice. În unele porțiuni galeții sînt în cantitate mare și adesea se ating, pe cînd matricea ocupă foarte puțin din volumul rocii, ajungînd să formeze doar pelicule între galeți. În alte porțiuni însă, matricea este abundentă, iar galeții rari și izolați, așa încît litotopii ruditici devin pseudoarenitici. Aceste variații se produc de multe ori foarte rapid, în cadrul unuia și aceluiași strat. Matricele marnoase lipsesc complet, iar cele argilo-cărbunoase sînt rare.

Din punct de vedere stratonomic, se constată că între bancuri se interpun jointuri subțiri de 0,5 — 5 cm grosime, constituite din gresii moi, negricioase, șisturi greso-argiloase sau argile cărbunoase. Dar uneori bancurile de conglomerate nu sînt separate prin jointuri, ci se suprapun direct, astfel încît între ele este marcat un diastem.

b. Litotopii ruditici cu elemente de șisturi cristaline de tip Semenic

În categoria litotopilor cu granulație mare pot fi încadrate și conglomeratele ce aflorează în extremitatea estică a regiunii, în contact direct cu șisturile cristaline din Munții Semenicului. Aceste conglomerate sînt

[1]) Se consideră că matricea este liantul detritic (sau microdetritic) al unei roci, pe cînd cimentul este de origine chimică. În general matricea este primară, singenetică și detritică pe cînd cimentul este secundar, diagenetic și chimic.

alcătuite exclusiv din elemente de micașisturi cu muscovit și cuarțite albe, provenind din cristalinul mezozonal getic. Gradul de sfericitate și de rotunjire este scăzut. Mărimea galeților este variabilă, de la 2—3 cm pînă la blocuri de 1—2 m diametru. Sortarea volumetrică este cu totul scăzută, blocurile mari fiind asociate cu elemente de dimensiuni obișnuite. Matricea este nisipoasă, moale, friabilă, de culoare cenușie sau cafenie, fiind constituită din granule mărunte de cuarț și fluturași de muscovit abundenți. În valea Țîrovei aflorează un litotop ruditic, constituit exclusiv din elemente de micașisturi, practic nerulate și nealterate, cu matrice în cantitate extrem de redusă, astfel încît dă impresia că ne aflăm în prezența unor șisturi cristaline.

Relațiile dintre aceste conglomerate cu elemente de micașisturi și conglomeratele obișnuite ale seriei clastice feldspatice cenușii nu sînt clare. Primele ar putea reprezenta tot atît de bine un orizont bazal, inferior conglomeratelor seriei clastice feldspatice, ca și o variație laterală de facies a acestora.

2. *Conglomerate cu elemente mici*

Litotopii conglomeratici cu granulație mică se găsesc numai în apropierea limitei cu șisturile verzi, pe rama vestică a zonei Reșița — Moldova-Nouă și sînt afectați într-o măsură mai mare sau mai mică de fenomene dinamo-metamorfice. Totuși, unele din aspectele metamorfozate ale rocilor sînt numai aparente, datorită, pe de o parte, faptului că toate elementele provin din roci metamorfice sau eruptive în stare aproape proaspătă și, pe de altă parte, faptului că matricea este cantitativ foarte redusă.

Cel mai răspîndit litotop de acest fel este o rocă de culoare cenușie deschis, uneori cu o tentă verzuie, cu elemente mărunte de cîțiva mm, colțurate și alungite, foarte rar rotunjite, constituite predominant din feldspat și cuarț. Acesta din urmă apare mai ales sub formă de mici granule, pe cînd feldspatul, de multe ori caolinizat superficial, se individualizează ca fragmente poligonale. Structura rocii este de obicei inechigranulară și colțuroasă. Textura poate fi masivă sau, dimpotrivă, șistoasă orientată.

La microscop se disting minerale (cuarț, feldspați — mai ales plagioclazi — muscovit, minerale grele) și fragmente de roci, probabil metamorfice, constituite din cuarț și feldspați intim asociați. Atît mineralele cît și fragmentele de roci sînt foarte puțin sau de loc rulate și au în general un aspect proaspăt. Cuarțul are extincție onduloasă, contururi neregulate, dar rareori rotunjite. Feldspații pot apare sericitizați și opacitizați, dar de obicei sînt proaspeți și maclați polisintetic, conținînd mici incluziuni de cuarț. Muscovitul apare rar și cantitatea lui, în raport cu celelalte minerale, este redusă. El se individualizează fie ca lamele sau fascicule izolate, fie asociat cu granule fine de cuarț constituind pături alternante orientate și marcînd prin aceasta o ușoară șistuozitate a rocii. Cloritul este cu totul sporadic. Fragmentele de roci sînt de obicei mai mărunte

decît mineralele și fac trecerea către matrice. Matricea este constituită din granule de cuarț și feldspați sericitizați sau apare ca o masă fin granulară sericitizată.

În ceea ce privește raporturile cantitative, feldspatul este larg răspîndit, ajungînd să egaleze sau uneori chiar să întreacă cantitatea de cuarț. Modul lui de ocurență imprimă rocii un aspect „porfiric". Aceste microconglomerate cu aspect „porfiric" pot trece, prin rărirea și creșterea dimensiunii granulelor, la tipuri „oculare" cu aspect gnaisic sau granitoid.

În ansamblu, acest litotop poate fi considerat un microconglomerat arkozian cu trecere la arkoze propriu-zise, avînd o sortare moderată sau slabă, cu predominarea netă a fragmentelor față de matrice, cu valori mici ale rotunjimii și sfericității.

3. *Breciile*

Ele se întîlnesc rareori și sînt bine dezvoltate numai pe cursul superior al văii Locăi. Într-o matrice gresoasă, cenușie-negricioasă, se găsesc numeroase fragmente de roci cristalofiliene de dimensiuni foarte variate, divers orientate, alungite, conturnate sau chiar gofrate. Se găsesc și elemente rotunjite, de 1—3 cm diametru, de roci gnaisice și de cuarț. Prezența acestor elemente rulate, ca și interstratificarea cu conglomerate și gresii exclud o interpretare tectonică a originii acestor brecii.

B. LITOTOPII ARENITICI

Avînd în vedere marea varietate a acestor litotopi, i-am împărțit în două categorii: una cuprinzînd litotopii ce se grupează în jurul tipului standard de arenit carbonifer și alta cuprinzînd cîteva tipuri mai particulare de arenite.

1. *Litotopii arenitici înrudiți cu tipul standard*

Litotopul standard este reprezentat de o gresie cu granulație medie, ale cărei elemente și matrice sînt constituite din cuarț, feldspați și mice leucocrate, în diferite proporții, la care se adaugă materie cărbunoasă, oxizi de fier și minerale accesorii. Culoarea rocii este cenușie sau cafenie, iar stratificația este de ordinul a 1,5—5 cm.

Plecînd de la acest litotop standard se pot observa nenumărate varietăți, care diferă prin predominarea unui anumit component, prin mărimea sau omogenitatea particulelor, prin abundența și modul de distribuție al matricei, prin culoare, prin caracterele stratonomice. Variația de la tipul standard poate avea loc fie numai în ceea ce privește una din caracteristicile enumerate mai sus, fie în ceea ce privește mai multe; de aceea combinațiile acestor caracteristici și deci diferitele tipuri de roci ce rezultă sînt foarte numeroase.

Așa de pildă, se pot observa varietăți aproape exclusiv cuarțitice, adevărate cuarțarenite, și altele în care muscovitul și sericitul se găsesc în procent ridicat, conferind rocii un aspect satinat.

Mărimea granulelor este și ea variabilă : de la gresii fine se trece la varietăți mai grosiere și chiar la gresii microconglomeratice. Matricea la rîndul ei, este mai bine dezvoltată și mai bine individualizată la varietățile grosiere. Raporturile dintre elemente și matrice se caracterizează prin repartiția neomogenă a acesteia ; în cadrul aceluiași strat se găsesc zone de aglomerare a elementelor și zone constituite aproape numai din matrice.

Culoarea gresiilor variază de la cenușie la cafenie (cînd oxizii de fier sînt mai abundenți), la albicioasă (cînd predomină cuarțul) și la negricioasă (cînd predomină materia cărbunoasă). Grosimea stratelor este cuprinsă între 0,5 — 1 cm (șisturi gresoase și gresii șistoase) și 1 —1,5 m (gresii în bancuri). Între aceste două tipuri extreme se pot distinge gresii în plăci și gresii în lespezi.

În patul șisturilor cărbunoase se găsește uneori un litotop arenitic, fin micaceu, avînd o oarecare cantitate de feldspați, cu matrice argiloasă, uneori slab calcaroasă. El poate fi încadrat în categoria gresiilor de tip macigno.

2. *Litotopii arenitici cu caractere speciale*

În această categorie am încadrat, pe de o parte, arenitele ce se găsesc în extremitatea vestică a regiunii, influențate de metamorfismul de fricțiune și, pe de altă parte, arenitele subgrauwackice din partea centrală a regiunii.

a) Termenul care pare afectat cel mai puțin de fenomenele dinamice îl constituie o gresie fină, omogenă, negricioasă, cu mult material cărbunos-grafitos, „presată", compactă și dură ; pe spărtură se poate vedea o oarecare foliație. Efectele dinamo-metamorfice se trădează și prin modul special de spargere a rocii ; ea se desface în fragmente paralelipipedice asemănătoare unor așchii sau stinghii, avînd un aspect xiloid.

Un alt litotop, care pare să fi suferit eforturi mai puternice, este reprezentat de o gresie constituită din granule mici de cuarț și din paiete și fascicule de muscovit. Culoarea este cenușie-argintie, iar șistuozitatea este puternică. Dispunerea micelor, modul de ocurență alungit și chiar fibros fac ca gresia să aibă un aspect „înspicat". Ea este adesea diaclazată, sfărîmicioasă și în general are un accentuat caracter cristalofilian. La microscop se disting fragmente de cuarț, de mice, de roci gnaisice înglobate într-o masă sericitizată ce constituie matricea și în care apar rare microlite de cuarț. Fragmentele de cuarț au de obicei marginile zimțuite, sînt zdrobite și puternic fisurate. În unele cazuri se văd aglomerări de microcristale de cuarț, mulate de pături micacee. Feldspații apar de obicei sub formă de fragmente ce conțin incluziuni de cuarț. Unele dintre aceste fragmente sînt parțial sau total sericitizate. Muscovitul apare în special

sub formă de lamele, cu dimensiuni variabile, uneori contorsionate. Caracterul feldspatic nu este accentuat la gresiile „înspicate". Însă se pot observa tranziții de la ele la arkozele și microconglomeratele arkoziene cu structură pseudoporfirică prin intermediul unor gresii cu aceleași aspecte „porfirice" și „oculare", în care feldspatul este mai bine individualizat și în cantitate mai ridicată. În ansamblu, prin aspectele pe care le prezintă, acest ultim litotop nu poate fi clasificat decît printre rocile detritice, iar structura blasto-detritică și textura șistuoasă care se amorsează sînt subordonate și mult mai puțin clare sub microscop.

b) Arenitele situate aproximativ în partea centrală a regiunii — și mai ales în imediata vecinătate a văii Bîrzavei — au anumite caractere litologice care le deosebesc de toate tipurile de arenite descrise pînă acum. Cel mai răspîndit litotop din această categorie este reprezentat de o gresie de culoare cenușie închis pînă la neagră, cu matrice destul de abundentă și în care se pot distinge ca elemente — practic nerotunjite — cuarțul, feldspatul, mice leucocrate și minerale accesorii. Gresiile se caracterizează printr-o stratificație bună, în plăci sau lespezi pînă la 10 cm, sau bancuri pînă la 60 cm. Dar apar în plus față de ceilalți litotopi două caractere : curbicorticalitatea și granoclasarea.

Structura curbicorticală se caracterizează printr-o ondulație largă și regulată și se deosebește întrucîtva de structura curbicorticală a flișului. Cu toate insistențele noastre nu am putut observa prezența mecanoglifelor sau, în general, a unei urme de relief situată pe fața inferioară sau pe cea superioară a gresiilor.

Granoclasarea (stratificarea gradată) se caracterizează prin descreșterea relativ rapidă a dimensiunilor particulelor, începînd de la partea bazală a bancului, astfel încît de la jumătatea lui în sus variația granulometrică nu se mai poate discerne.

Lipsa mecanoglifelor de curent, ca și a altor trăsături sedimentologice, nu ne îngăduie să afirmăm că sedimentarea s-a produs prin intermediul curenților de turbiditate.

Sub microscop, roca descrisă prezintă o structură inechigranulară medie. Componenții petrografici sînt : cuarțul, feldspații, muscovitul, cloritul, sericitul, oxizii de fier, mineralele accesorii (în special turmalină), materia cărbunoasă, fragmentele de roci. Toate aceste elemente apar colțurate și rareori subrotunjite, cu sortare volumetrică și mineralogică foarte redusă. Fragmentele de rocă sînt constituite din asociații cuarțo-feldspatice, provenind probabil din roci gnaisice sau granitice.

Matricea, fin granulară, este constituită din aceleași minerale și se caracterizează printr-o răspîndire foarte neomogenă, reprezentînd în general cam o treime din rocă. Se găsesc și zone în care matricea este impregnată puternic cu oxizi de fier sau materie cărbunoasă.

Întrucît numai cîteva din secțiunile subțiri au fost studiate și cantitativ cu ajutorul mesei de integrație, rezultatele obținute sînt numai informative și nu trebuie excluse variații importante ale raporturilor cantitative dintre minerale în alte zone. Datorită caracterelor granulometrice ale rocii, feldspatul a fost calculat global, și numai acolo unde

fragmentele de rocă erau bine individualizate feldspatul a fost calculat separat, aşa încît procentul real de feldspat trebuie considerat mai mic decît cel ce a rezultat din analiza cantitativă.

Cantitatea de cuarţ reprezintă 35 — 50%, iar cea de feldspat 15—30 %. Matricea ocupă între 10 şi 35% din rocă, iar fragmentele de roci şi micele ocupă între 10 şi 30% din numărul granulelor măsurate. În unele secţiuni cloritul şi sericitul, ca şi mineralele accesorii, pot fi în cantitate mai mare, în altele pot lipsi.

Din punct de vedere cantitativ, acest litotop se încadrează în categoria grauwackelor (10). Totuşi, avînd în vedere rezervele formulate mai sus, în ceea ce priveşte procentul real de feldspat, cum şi asocierea cu tipurile de roci descrise, este preferabilă plasarea sa în categoria subgrauwackelor. Mai trebuie menţionat că partea inferioară a gresiilor, în care granoclasarea este evidentă, reprezintă de fapt o fracţiune microconglomeratică sau microbrecioasă.

C. LITOTOPII LUTITICI

Aceştia ocupă un volum cu totul redus, în raport cu celelalte categorii de litotopi, şi sînt reprezentaţi prin şisturi argiloase negre, cărbunoase, uneori cu urme de plante, în strate de obicei milimetrice sau submilimetrice, sau prin şisturi argilo-gresoase, vinete sau cafenii. Ei se găsesc sporadic, interstratificaţi cu gresii şi microconglomerate, alcătuind jointuri subţiri. Feţele lor de stratificaţie sînt fin micacee şi adesea sînt luciate datorită alunecărilor plastice.

SERIA ARENITICĂ ALBĂ

Spre deosebire de marea varietate de litotopi existentă în seria clastică feldspatică cenuşie, seria arenitică albă se caracterizează printr-o uniformitate litologică remarcabilă. Culoarea albă-argintie este elementul cel mai constant al seriei.

Litotopul standard este o gresie mediu granulară, în care, în afară de cuarţ, se pot recunoaşte cu ochiul liber paiete şi fluturaşi de muscovit, formînd concentraţii locale.

Sub microscop se disting granule de cuarţ puţin rotunjite, adesea cu extincţie ondulatorie. Feldspaţii sînt destul de alteraţi şi tulburi. Matricea este constituită din microlite de cuarţ şi rar din mice leucocrate. Gradul de rotunjime este scăzut, iar cel de sfericitate mediu. Sortarea este moderată, în orice caz sensibil mai bună decît la gresiile seriei inferioare. O analiză mineralogică cantitativă a arătat 15—20 % feldspat, 40—50% cuarţ, 5—8 % alte elemente, 25—35 % matrice.

Gresiile albe prezintă o structură granulară medie, în general subrotunjită, uneori colţurată, cu matrice bine dezvoltată numai în anumite zone.

Granulometria gresiei variază pe alocuri individualizîndu-se varietăți grosiere și chiar microconglomeratice. La partea inferioară a seriei încep să apară gresii cenușii, cu un aspect mozaicat, pestriț, de tipul gresiilor „sare și piper", marcînd trecerea la seria clastică feldspatică cenușie.

SERIA FANGLOMERATICĂ

Termenul de fanglomerate se referă de fapt la două noțiuni : în sens larg se înțelege întreaga asociație de roci care caracterizează un facies de piemont, actual sau fosil, cuprinzînd depozite clastice, sedimentate în medii diverse (continental-fluviatil, deltaic sau litoral-marin). În sens restrîns, sub acest nume este desemnată numai fracțiunea ruditică a asociației de roci piemontane. Aceste „conglomerate piemontane" ce se sedimentează sub forma unor mari evantaie au anumite caractere stratonomice, pe care le-am putut identifica și noi în litotopii ruditici situați aproximativ în centrul regiunii.

Aici, modul de sedimentare precum și stratonomia ruditelor sînt cu totul diferite de acelea ale conglomeratelor din complexul inferior și, în general, de al oricărui conglomerat obișnuit. Elementele sînt constituite în special din șisturi cuarțitice albe, fin micacee (aproximativ 75 % din totalul elementelor), care prin alterare devin fibroase, solzoase, cu aspecte pseudoxiloide. În plus, se găsesc paragnaise muscovitice, micașisturi cu muscovit și sericit, și blocuri de cuarț alb lăptos, probabil de origine hidrotermală. Într-un singur punct am găsit și cîteva elemente care ar putea aparține șisturilor verzi. Blocurile și fragmentele de rocă au un grad de sfericitate redus și un grad de rotunjime mediu. Trebuie avute în vedere însă cele arătate mai înainte asupra gradelor de sfericitate și rotunjime la elementele de șisturi cristaline.

Elementele, avînd dimensiuni variabile (de la 5—6 cm la peste 1 m diametru), sînt practic nesortate volumetric și așezate foarte dezordonat, în toate direcțiile și cu înclinări diverse. Matricea este în cantitate redusă, de natură microconglomeratică sau gresoasă. Roca proaspătă are o coeziune destul de ridicată, dar alterată se dezagregă ușor, matricea transformîndu-se într-un lehm nisipos în care apar „implîntate" fragmentele de rocă. Așa se și explică răspîndirea mare a depozitelor eluviale și deluviale pe dealurile de la sud de Reșița, de-a lungul șoselei Reșița — Dognecea. Atunci cînd terenul este acoperit și aflorimentele sînt reduse ca întindere, elementele din fanglomerate pot fi luate la prima vedere drept șisturi cristaline în loc, întrucît șistuozitatea părților expuse s-a păstrat intactă. Dar direcțiile și înclinările care se schimbă la fiecare pas, ca și cercetarea amănunțită a deschiderilor, arată clar că nu este vorba de un complex cristalofilian, ci de o aglomerare de elemente. Aceste roci au fost considerate de St. Cantuniari drept „ruinele unei vechi pînze a șisturilor cristaline, situate peste depozitele paleozoice" (6).

Stratificația nu este discernabilă la această serie sedimentară. Lipsa ei, ca și așezarea haotică a elementelor, cantitatea redusă de matrice, dezvoltarea locală și de aceea probabil lenticulară, lipsa sortării volumetrice ne permit să considerăm aceste roci drept fanglomerate.

DESCRIEREA SERIILOR SEDIMENTARE

Descrierea litotopilor făcută pînă aici nu trebuie să reprezinte un scop în sine ; ea trebuie să servească pentru a-i putea asambla în serii sedimentare cu anumite caractere, care, la rîndul lor, să definească un ansamblu sedimentar (13).

Am arătat de la început că litotopii paleozoicului superior din împrejurimile Reșiței pot fi grupați în trei serii distincte.

Seria clastică feldspatică cenușie ocupă spațiul cel mai întins din teritoriul cercetat și pare a fi în același timp și cea mai groasă. Ea este o serie detritică prin excelență, fiind practic lipsită de carbonat de calciu ; materia cărbunoasă este în schimb abundentă. Granulometria variază de la roci clastice grosiere, prin roci clastice fine, pînă la roci coloidal-detritice și chiar coloidale. Din punct de vedere mineralogic-litologic, seria se caracterizează prin prezența feldspaților în cantitate ridicată, printr-o cantitate mare de cuarț și prin concentrarea locală a micelor. În general elementele, de la cele mai grosiere pînă la cele mai fine, au o sfericitate redusă și un grad de rotunjime care variază de la moderat la slab. Elementele predomină de obicei asupra matricei, iar cimentul este absent. Acest ultim fapt arată că în timpul litificației și al diagenezei, în general, procesele chimice au avut o importanță cu totul redusă.

Originea materialului nu poate fi stabilită cu certitudine. Prezența elementelor gnaisice (mai ales orto-gnaise) precum și abundența feldspatului indică drept sursă o arie de șisturi cristaline și, eventual, o arie granitică-granodioritică. În acest caz aportul s-ar fi putut efectua fie dinspre est (Munții Semenicului), fie dinspre vest (regiunea Bocșa — Dognecea). Materialul din conglomeratele seriei clastice feldspatice nu seamănă însă cîtuși de puțin cu acela al conglomeratelor din estul zonei Reșița, care cuprinde exclusiv elemente ale șisturilor cristaline de tip Lotru din Munții Semenicului. Nici tipul granitului de Liubcova — Sichevița, a cărei prelungire spre nord s-ar putea presupune, nu se regăsește în elementele conglomeratelor. Același lucru se poate spune și despre paragnaisele micacee de tip Buchin și Bocșița — Drimoxa, ce aflorează la vest de seria clastică feldspatică.

Așadar, aria de origine a materialului din conglomerate pare a fi situată mai departe. Întrucît în est șisturile cristaline aflorează pe mari suprafețe în Munții Semenicului și nu sînt de tipul elementelor din conglomerate, trebuie să presupunem că aria de origine probabilă era situată undeva la vest de zona paragnaiselor micacee de la Bocșa. Această arie s-ar situa pe prelungirea spre nord a Masivului Vrsaç constituit din roci mezo-katazonale predominant gnaisice. Materialul provenit din distrugerea acestor gnaise a fost antrenat rapid de pe aria de proveniență, neavînd

timpul să se altereze. Transportul a fost făcut fie de un curs de apă mai important, fie, mai probabil, de o serie de torenți, iar acumularea materialului a fost făcută într-o zonă de tranziție între domeniul uscatului și cel acvatic. Am avea deci de-a face cu un transport fluviatil dinspre vest, transversal pe zona de sedimentare. Nu avem nici un argument în favoarea unui transport longitudinal dinspre sud sau dinspre nord.

Încercînd să ordonăm într-o anumită succesiune litotopii descriși, ne lovim de greutăți considerabile. În primul rînd se observă trecerea pe direcție, în cadrul aceluiași strat, a litotopilor grosieri în alții mai fini. În al doilea rînd nivelele reper lipsesc. Nici măcar nivelele palustre, șisturoase-cărbunoase nu constituie repere sigure. În al treilea rînd nu se observă nici o suprapunere a liniilor structurale peste liniile izofaciale. Pe același anticlinal sau sinclinal faciesul se schimbă foarte rapid, astfel că nu se poate afirma suprapunerea, de exemplu, a gresiilor peste conglomerate.

Grosimea stratelor este și ea variabilă, și uneori, un litotop cu o grosime apreciabilă într-un punct se subțiază treptat și este înlocuit de un altul.

În ceea ce privește stratificația, ea pare paralelă și nu încrucișată. Totuși, de multe ori, datorită masivității și diaclazării puternice a bancurilor, ca și variațiilor rapide de facies, nu se poate afirma cu certitudine existența unei stratificații paralele. Trebuie remarcat faptul că stratificația este pusă în evidență mai ales de limitele dintre doi litotopi, datorită intervenției jointurilor sau diastemelor, și nu de stratificația internă (litajul) fiecărui litotop. Totuși nu trebuie să ne îndoim că o parte a depozitelor nu este de origine marină, ci palustră, lacustră sau deltaică (avînd de pildă în vedere caracterul autohton al cărbunilor de la Secul și Lupac).

Cîteva profile bine deschise ne-au permis urmărirea unor succesiuni litologice clare, pe baza cărora am putut construi ciclogramele din figurile 1,2 și 3. Construirea ciclogramelor s-a făcut ținîndu-se seama de natura și de grosimea litotopilor. Pe baza litologiei lor, litotopii au fost grupați în 4 categorii granulometrice : roci detritice grosiere (conglomerate), roci detritice fine (gresii), roci detrito-coloidale (gresii șistoase și șisturi gresoase) și roci coloidale (șisturi cărbunoase și cărbuni). Trecînd pe abscisă aceste categorii și pe ordonată succesiunea litologică din deschiderile naturale, cu grosimea fiecărui litotop, s-au obținut curbe care indică variațiile regimului de sedimentare. Fără a intra în amănunte și discuții teoretice, menționăm în această privință că ne-am raliat părerilor lui I. A. Jemciujnikov și L. N. Botvinkina (3), (4), (9) și am considerat drept bază a unui ciclu începutul unei serii de faciesuri regresive, care culminează cu depunerea stratului de cărbuni. Schimbarea regimului de sedimentare, de la faciesurile regresive la cele transgresive, se produce la sfîrșitul fazei de depunere a stratului de cărbuni, iar trecerea de la faciesurile transgresive la cele regresive se face în timpul depunerii rocilor detritice grosiere (fig. 4). În succesiunea din valea Caselor, ca și în succesiunile parțiale ale altor ciclograme, se poate vedea că sedimentarea este de natură ciclică și nu ritmică [1]).

[1]) La o serie ritmică succesiunea litotopilor este 1,2,3 1,2,3 ; etc. pe cînd la o serie ciclică succesiunea este de tipul 1,2,3,2,1,2,3,2 etc.

Natura aproape exclusiv detritică a litotopilor, variațiile de facies mari și bruște pe direcție chiar în cadrul aceluiași strat, variabilitatea grosimii bancurilor, toate aceste fapte de observație ca și caracterul para-

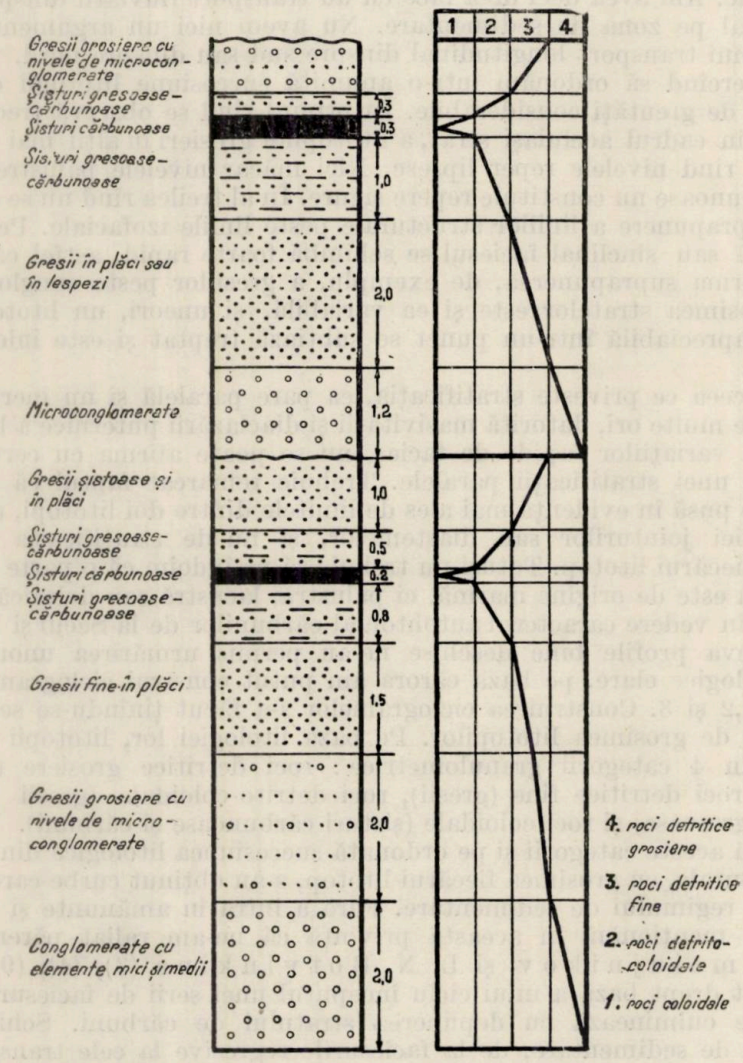


Fig. 1. — Ciclogramă în depozitele carboniferului superior de pe valea Caselor.

ciclic și paralic evident, ne fac să considerăm seria clastică feldspatică cenușie ca o serie de molasă (2).

Seria clastică feldspatică trece gradat către partea superioară la seria arenitică albă. Microscopic, diferențele dintre cele două serii nu sînt

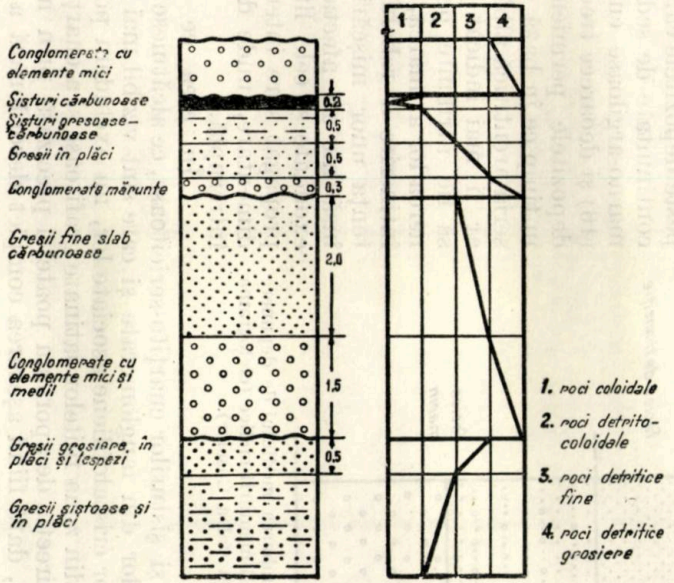


Fig. 2. — Ciclogramă în depozitele carboniferului superior de pe valea Bisericii.

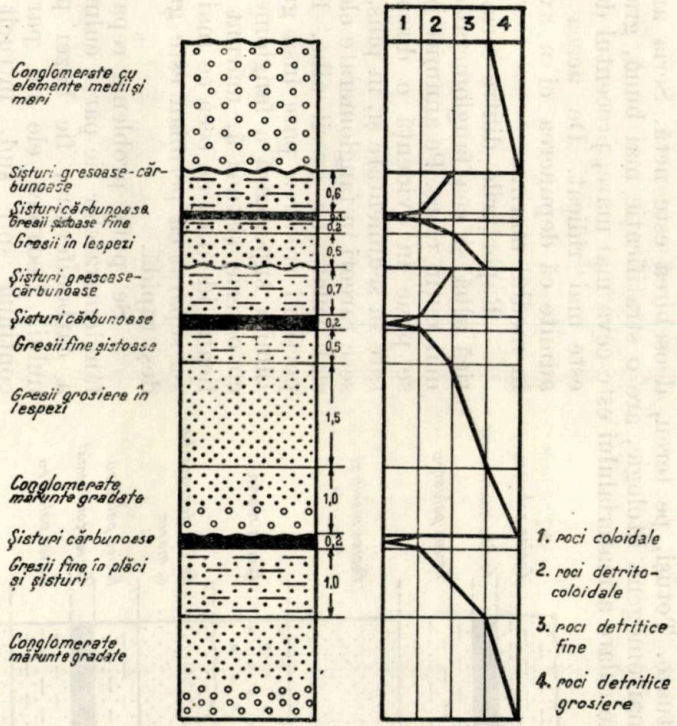


Fig. 3. — Ciclogramă în depozitele carboniferului superior de pe valea Bîrzavei.

prea accentuate. Totuşi, pe teren, deosebirea este netă. Seria arenitică albă este mai omogenă litologic, are o stratificaţie mai bună, gradul de sortare şi de rulare a materialului este ceva mai mare, procentul de cuarţ este mai ridicat. De aceea putem admite că depunerea ei a avut loc în mediul marin.

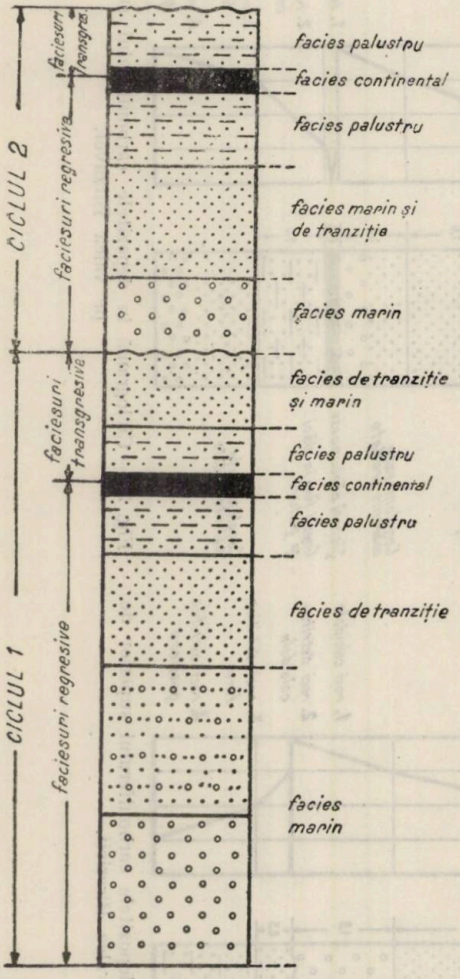


Fig. 4. — Schimbarea mediului de depunere în decursul sedimentării ciclice (ciclograma din valea Caselor).

Raporturile dintre seria arenitică albă şi cea fanglomeratică sînt mai puţin clare. Pe anumite porţiuni se pune în evidenţă o discontinuitate în sedimentare şi, în plus, se găsesc rareori în fanglomerate elemente slab rulate de gresii albe. Pe alte porţiuni trecerea pare însă gradată. Limita superioară a fanglomeratelor cu o serie şistuoasă, mărunt stratificată, identică cu ceea ce mai la sud s-a separat ca permian este gradată, deşi rapidă.

Se pune problema repartizării fanglomeratelor fie părţii culminante a carboniferului, fie bazei permianului. Deoarece ele nu par a se continua spre sud, întrucît acolo peste depozitele carbonifere succed în continuitate de sedimentare depozite marno-argiloase cu plante permiene (16) şi deoarece trecerea gradată spre depozitele permiene este evidentă, în timp ce în bază continuitatea spre seria arentitică albă este îndoielnică, ar fi mai indicat ca fanglomeratele să fie atribuite permianului. Depunerea lor ar marca, în acest caz, o reîntinerire a reliefului şi, deci, existenţa unor mişcări oscilatorii, care însă nu au afectat decît regiunile exondate şi cele litorale şi nu s-au propagat spre interiorul zonei de sedimentare, unde depunerea n-a fost întreruptă.

În ceea ce priveşte originea cuarţitelor şi şisturilor cuarţito-sericitoase, ce alcătuiesc marea majoritate a elementelor din fanglomerate şi care sînt vizibil mai puţin rulate decît restul rocilor cristalofiliene asociate lor, nu excludem posibilitatea provenienţei lor din zona filitelor satinate grafitoase şi a cuarţitelor de tip Tîlva Mare (7). Direcţia de aport nu poate fi precizată prin măsurători asupra elementelor, dată fiind aşezarea complet dezordonată a acestora.

DESCRIEREA ANSAMBLULUI SEDIMENTAR

Privind acum întregul ansamblu sedimentar, se poate constata că, de fapt, cu toată diversitatea litotopilor, el ne apare prin caracterele sale generale destul de unitar. Prin litologia și stratonomia sa, prin marele număr de tipuri litologice, prin variațiile importante de facies, prin prezența cărbunilor autohtoni, prin intricarea depozitelor marine cu cele de tranziție (deltaice, palustre etc.), ansamblul seriilor paleozoic superioare poate fi considerat molasic, din punct de vedere litologic, și paralic, din punct de vedere genetic.

Ne putem imagina, pe baza caracterelor litologice ale depozitelor, caracterele mediului în care s-au depus acestea. Sedimentarea a avut loc într-o zonă de tranziție, în care coexistau și alternau condițiile unui mediu continental cu condițiile unui mediu marin. Faciesurile de piemont, deltaice, palustre sau litorale sînt cele mai răspîndite, în special la periferia zonei de sedimentare. Spre centrul ei încep să predomine condiții marine. Marea variație litologică și granulometrică se datorește ambianței morfologice specifice acelor regiuni cu delte, conuri de dejecție, canale și meandre, cordoane litorale sau grinduri, ce izolau mlaștini sau lacuri. În afară de caracterele morfologice ale uscatului, la eterogeneitatea depozitelor au concurat și condițiile din mediul acvatic. Sedimentarea paralică era regizată de un anumit raport dintre viteza de aport și de depunere a materialului, pe de o parte, și viteza de subsidență, pe de altă parte, în sensul că prima o întrecea pe cea de-a doua. În consecință, volumul apelor era redus, deși subsidența putea fi continuă și de aceea distribuirea, sortarea și clasarea granulometrică a materialului au fost împiedicate de curenții litorali, de valuri etc. Aceștia, dimpotrivă, au amestecat materialul fin cu cel grosier, l-au deplasat pe distanțe reduse și au întrerupt adesea depunerea lentă gravitațională. Sedimentele au fost îngropate rapid și alterarea chimică nu a avut timp să se producă. Astfel, factorii amintiți (valuri, curenți acvatici etc.), alcătuind ceea ce G i g n o u x numește climatul submarin, au avut un rol important în determinarea naturii litotopilor.

În figura 5 se arată, în linii generale, evoluția regiunii în timpul paleozoicului superior, funcție de natura faciesurilor. Seria clastică feldspatică cenușie se așterne transgresiv peste șisturile cristaline, iar la partea ei superioară cuprinde stratele de cărbuni exploatabile la Secul și Lupac ; de aceea treimea ei superioară poate fi considerată regresivă. Ingresiunea ce a urmat a adus depunerea seriei arenitice albe, pentru ca o nouă regresiune și colmatare a părții marginale a zonei de sedimentare să determine depunerea fanglomeratelor. În sfîrșit, la începutul permianului, se depune seria greso-șistoasă, în timpul unei ultime ingresiuni.

Rămîne de văzut dacă există suficiente argumente pentru a considera depozitele paleozoicului superior din regiunea Reșița drept o molasă. În această ordine de idei este firesc să ne întrebăm care ar putea fi flișul precursor ei. Dar o dată cu aceste întrebări domeniul sedimentografiei și al faptelor este părăsit și se pășește în domeniul sedimentogenezei și al ipotezelor.

CONSIDERAȚII SEDIMENTOGENETICE ȘI PALEOGEOGRAFICE

Examinarea problemelor de sedimentogeneză înseamnă de multe ori studierea raporturilor dintre sedimentare și tectonică sau, cu alte cuvinte, studierea cadrului și controlului tectonic al sedimentării.

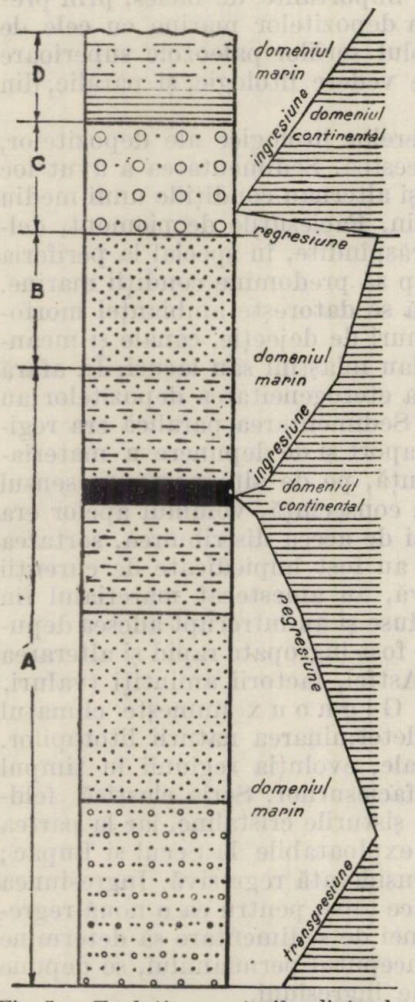


Fig. 5. — Evoluția raporturilor dintre domeniul continental (uscat) și domeniul marin (acvatic) în timpul carboniferului superior și al permianului inferior funcție de schimbarea faciesurilor. *A*, Seria clastică feldspatică cenușie ; *B*, seria arenitică albă ; *C*, seria fanglomeratică ; *D*, seria argilo-șistoasă.

În Banat, în afara depozitelor stephaniene, se cunosc și serii carbonifere mai vechi. Este vorba de faciesul de Kulm și de faciesul de calcare spathice cu brachiopode. Pe valea Idegului (8), Al. Codarcea, Gr. Răileanu și S. Năstăseanu au arătat relațiile dintre aceste faciesuri : peste șisturile verzi urmează calcare spathice cu brachiopode, care suportă la rîndul lor o serie detritică de tip Kulm.

Astăzi se admite că o bună parte a depozitelor de Kulm din centrul și vestul Europei reprezintă flișul mișcărilor paroxismale hercinice, avînd toate caracterele ce indică formarea lor în mediul geosinclinal, datorită curenților de turbiditate (11). Kulmul nu este cunoscut în zona Reșița — Moldova-Nouă, unde depozitele stephanian-permiene se așează transgresiv peste șisturile cristaline, punînd în evidență independența lor față de seriile mai vechi. Rezultă, pe de o parte, existența unor mișcări ce s-au produs după depunerea complexului de tip Kulm și înaintea depunerii seriilor din paleozoicul superior și, pe de altă parte, sedimentarea acestor depozite pe o arie diferită, cel puțin parțial, față de aceea a Kulmului.

Tot în această ordine de idei trebuie să arătăm că depozitele carbonifere sau cele atribuite carboniferului se asociază deseori cu șisturi verzi. Acesta este cazul carboniferului de la Lupac — Moniom asociat cu zona șisturilor verzi de la Dognecea — valea Ferendiei — Colțan (7) și a carboniferului din valea Idegului (8), ca să nu mai vorbim de formațiunea de Tulișa asociată cu seria verde de Drăgșan (14) și de sernifitele din Munții Apuseni cu șisturile lor verzi.

Asocierea menționată nu poate fi întîmplătoare, ci este probabil că șisturile verzi sînt strîns legate de zonele cu fliș și molasă de vîrstă carboniferă. De aceea șisturile verzi ar putea fi comparate cu formațiunea spillito-keratofirică de tip „Schistes lustrés". Într-adevăr, ele sînt constituite din roci cu structură blastodetritică strîns asociate cu ortoroci verzi, predominant bazice, de tip „pietre verdi" (metagabbrouri, metadiabaze, metadiorite, tufuri bazice metamorfozate etc.).

Dacă admitem caracterul sau, mai bine zis, funcția de fliș a depozitelor de Kulm din Banat (în ipoteza că acestea reprezintă un veritabil facies de Kulm) și caracterul aspidic al șisturilor verzi, sîntem înclinați să definim depozitele paleozoicului superior ca o molasă propriu-zisă. Toate cele trei ansambluri sedimentare au însă o grosime relativ redusă față de serii corespunzătoare genetic din alte regiuni, deoarece ansamblurile nu s-au format probabil într-un geosinclinal primar. A dezvolta această problemă înseamnă însă a depăși cu mult obiectul lucrării de față.

Așadar, ar fi posibil să reconstituim un ciclu complet de sedimentare orogenă, care ar începe cu șisturile verzi (faza spillito-keratofirică), s-ar continua cu depozite de Kulm (fliș) și s-ar încheia cu depozite paralice (molasă).

Rocile detritice, corespunzătoare azi șisturilor verzi, au fost transformate în aceste șisturi datorită, în parte cel puțin, erupțiilor bazice inițiale. Kulmul cuprinde și el roci eruptive ce ar putea reprezenta un magmatism sinorogen, dacă nu rădăcinile magmatismului subsecvent. În sfîrșit, în permian, au erupt porfire în timpul magmatismului subsecvent.

Faza cea mai importantă a orogenezei hercinice s-ar plasa în timpul sau la sfîrșitul carboniferului mediu, urmînd depunerii flișului și precedînd depunerea molasei.

★

Am arătat mai înainte că la rocile carboniferului superior, situate în contact cu șisturile verzi din extremitatea vestică a regiunii cercetate,este vizibil efectul unor procese de metamorfism dinamic. Probabil că după depunerea molasei și poate chiar în decursul acumulării ei au avut loc mișcări tectonice, care însă nu corespundeau unei faze de orogeneză, ci unei faze de tafrogeneză, fază de distensiune și relaxare ce urmează eforturilor de compresiune și forfecare din timpul orogenezei și în decursul căreia se produce o reajustare izostatică a zonei cutate anterior. Faliile care au luat naștere s-au format în primul rînd în zonele în care se manifesta o discontinuitate a materiei, o variație bruscă a proprietăților mecanice, elastice ale rocilor. O astfel de zonă era, desigur, și limita cristalin/carbonifer, întrucît, în acea vreme, ea reprezenta, din punct de vedere mecanic, o limită între șisturile cristaline mai dense și elastice și molasa paleozoică mai „afînată" și plastică.

Forțele de distensiune, născute ca o reacție a eforturilor de compresiune produse în timpul orogenezei din carboniferul mediu, s-au propagat cu o anumită viteză și intensitate în complexul cristalofilian. La limita cristalin/carbonifer s-a produs o acumulare de eforturi datorită plasticității

și „afînării" depozitelor sedimentare, proprietăți ce întîrzie propagarea forțelor. „Ecranarea" eforturilor a produs acumularea, concentrarea lor și a provocat falierea de-a lungul limitei cristalin/sedimentar. Cele două compartimente formate au jucat în tot timpul paleozoicului superior, perioadă de reajustări izostatice și echilibrare. Metamorfismul este, în cazul de față, efectul însumat și propagat treptat al fenomenelor de fricțiune produse între cele două medii cu proprietăți elastice diferite. Transformarea rocilor s-a produs selectiv: cele sedimentare, mai puțin „acomodate" cu fricțiunile, au reacționat mai puternic; cele metamorfice, mai adaptate eforturilor de tensiune din timpul metamorfozării lor anterioare, au fost afectate mai puțin și pe o arie mai restrînsă.

Se constată că între valoarea încălecării șisturilor cristaline peste depozitele sedimentare și intensitatea proceselor de metamorfism dinamic există un raport invers. Efectele metamorfismului de fricțiune sînt cele mai extinse și mai pronunțate, acolo unde șisturile cristaline încalecă cu 50—75° depozitele carbonifere; acolo unde amploarea încălecării este maximă, individualizîndu-se petice de acoperire constituite din șisturi cristaline (Tîlva Mare) și semiferestre de depozite carbonifere (Vodnic), efectele metamorfismului sînt mai slabe. Este probabil că împingerea puternică și deplasarea mai mare și mai rapidă au generat efecte dinamometamorfice numai în zona superficială a sedimentarului încălecat. În schimb, acolo unde eforturile erau mai slabe și mai lente, se produceau mișcări repetate de mică amploare și deci fricțiuni continue, ce duceau la accentuarea treptată a metamorfismului de natură dinamică, la măcinarea sau orientarea mineralelor.

Deplasarea mai bruscă și mai amplă din regiunile Vodnic, Lupac și Tîlva Mare se datorește, probabil, acumulărilor locale de substanțe cărbunoase.

Se știe încă mai de mult că materia cărbunoasă se bucură de o plasticitate cu mult mai mare decît a celorlalte roci înconjurătoare (1). Datorită lipsei lor de competență foarte accentuată, cărbunii (ca și sarea) absorb, concentrează și localizează eforturile tectonice; ei constituie un „baraj" în calea propagării directe și treptate a forțelor tectonice; rezultatul va fi un efort tectonic local cu mult mai important.

În zonele cu concentrații mai mari de substanță cărbunoasă, și amploarea încălecării este maximă. Aceasta din două motive: în primul rînd cărbunii și rocile strîns asociate lor, au „acumulat" eforturile tectonice și prin aceasta a apărut în zonă un surplus de energie. În al doilea rînd, plasticitatea mai mare a complexului cărbunos a înlesnit alunecările diferențiale dintre pachetele de roci, servind astfel ca un lubrefiant. Efectul conjugat al acestor două cauze a fost transformarea mișcării oscilatorii ce avea o componentă verticală mare, într-o mișcare de alunecare cu o componentă orizontală mai importantă. În zonele amintite mai sus, șisturile cristaline au fost supuse unei împingeri mai accentuate și au putut aluneca mai ușor; drept rezultat s-au produs decolarea lor peste depozitele sedimentare. Acolo unde materia cărbunoasă a lipsit sau a fost în cantitate redusă în apropierea contactului cristalin/sedimentar, aceste fenomene nu s-au putut produce și contactul este marcat de o falie și de fenomene cataclastice importante.

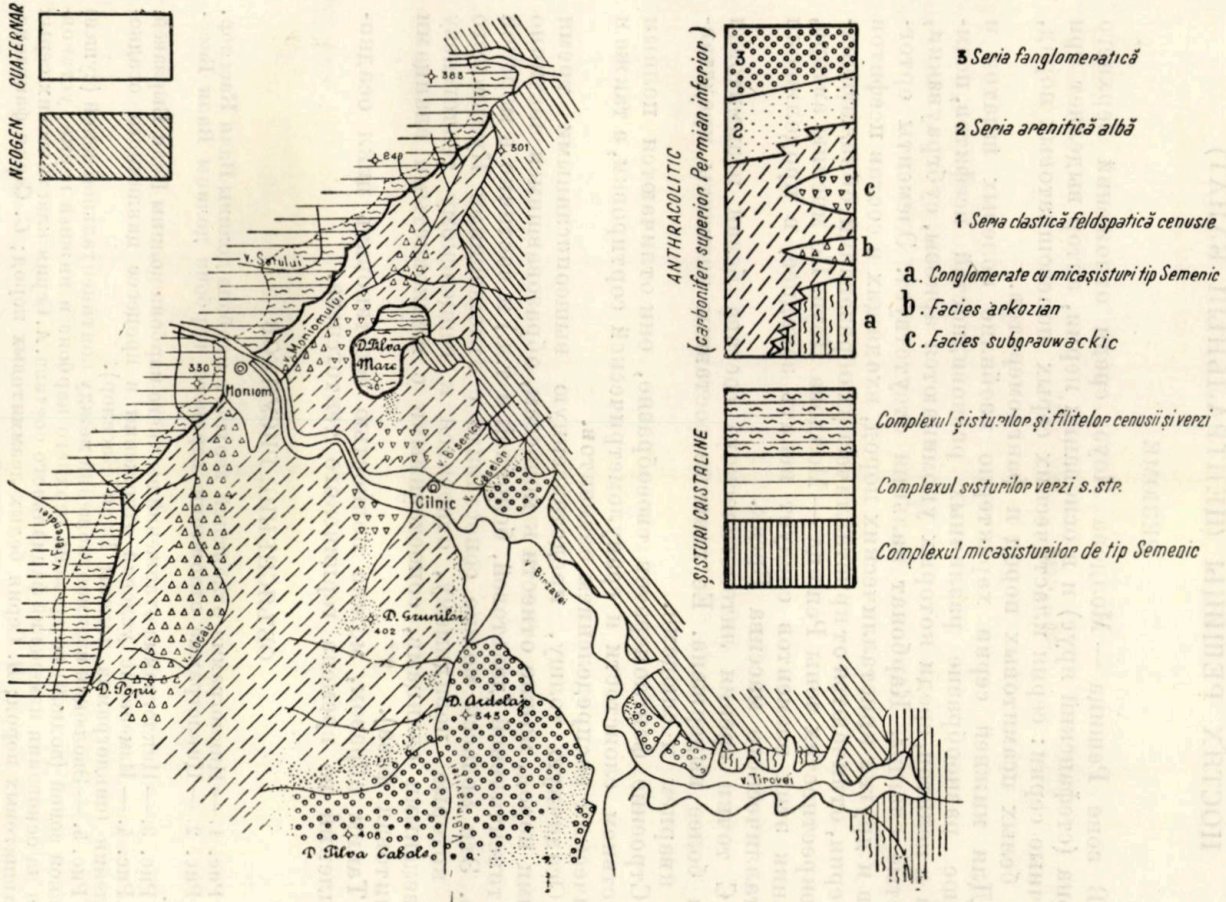


Fig. 6. — Schița geologico-litologică a depozitelor paleozoicului superior din bazinul văii Bîrzavei între Țirova și Moniom (Scara 1 :75 000).

К ИЗУЧЕНИЮ ЛИТОТИПОВ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ В ОКРЕСТНОСТЯХ РЕШИЦЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ БАНАТ)

РЕЗЮМЕ

В зоне Решица — Молдова Ноуэ, среди отложений верхнего карбона (стефанский ярус) и в основании перми, автор выделяет три осадочные серии: серия кластических серых полевошпатовых пород, серия белых псамитовых пород и фангломератов.

Для нижней серии характерно изобилие полевых шпатов и большое разнообразие различных разновидностей псефитов, псаммитов и пелитов, среди которых упоминаются аркозы, субграувакки, углистые сланцы. Карбонат кальция отсутствует. Элементы ортогнейсов и других кристаллических пород, входящих в состав псефитов этой серии, отличаются от кристаллических образований, обнажающихся в окрестностях зоны Решица — Молдова Ноуэ. По мнению автора, источник этих элементов следует искать западнее, в продолжении кристаллического массива Врсак.

С точки зрения литологического состава белая псаммитовая серия более выдержана. Ее главные составные элементы представлены кварцем и слюдами.

Строение фангломератов своеобразно, они отличаются полным отсутствием слоистости и гранулометрической сортировки, а также и хаотическим распределением элементов.

Осадочную толщу, представленную вышеописанными тремя сериями пород, можно отнести к молассам, образовавшимся частично в континентальной (дельтовой, болотной и т.д.) и частично в морской среде. Эти молассы можно сопоставить с отложениями Кульмского типа, которые повидимому, относятся к герценскому тектогенезу и с зелеными сланцами, сопоставимыми с шелковистыми сланцами (спилитовая фаза).

Таким образом, можно полностью восстановить цикл осадконакопления во времена герцинского тектогенеза.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Циклограмма отложений верхнего карбона долины Валя Каселор.

Рис. 2. — Циклограмма отложений верхнего карбона долины Валя Бисеричий.

Рис. 3. — Циклограмма отложений верхнего карбона долины Валя Бырзавей.

Рис. 4. — Изменение условий отложения в процессе цикличного осадконакопления (циклограмма долины Валя Каселор).

Рис. 5. — Эволюция взаимоотношений между континентальной зоной (сушей) и морской зоной (водной) во времена верхнего карбона и нижней перми, установленная на основании изменений фациального состава. *A*. Серия кластических серых полевошпатовых пород; *B*. Серия белых леаммитовых пород; *C*. Серия фангломератов; *D*. Серия глинисто-сланцевых пород.

Рис. 6. — Лито-геологическая схематическая карта отложений верхнего палеозоя бассейна реки Бырзавы на участке между с. Цирова и Монием (м-б 1 : 75 000).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES LITHOTOPES DU PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR DES ENVIRONS DE REŞIŢA (BANAT CENTRAL)

RÉSUMÉ

L'auteur distingue, parmi les dépôts appartenant au Carbonifère supérieur (Stéphanien) et à la base du Permien de la zone Reşiţa — Moldova-Nouă, trois séries sédimentaires, à savoir : la série clastique feldspathique sombre, la série arénitique blanche et la série des fanglomérats.

La série inférieure est caractérisée par l'abondance des feldspaths et par une grande variété de rudites, arénites et lutites, dont on peut mentionner des arkoses, des subgrauwackes, des schistes charbonneux. Le carbonate de chaux fait complètement défaut. Les orthogneiss et les autres roches cristallines qui constituent les éléments des rudites de cette série ne sont point connus parmi les schistes cristallins qui affleurent sur le pourtour de la zone Reşiţa — Moldova-Nouă. L'auteur est d'avis que l'origine des éléments doit être cherchée plus loin vers l'ouest, sur le prolongement du massif cristallin de Vrsaç.

La série arénitique blanche est plus homogène au point de vue lithologique. Le quartz et les micas en sont les principaux composants.

Les fanglomérats ont une stratonomie particulière, qui se traduit par l'absence de la stratification et du tri granulométrique, ainsi que par la disposition chaotique des galets.

L'ensemble sédimentaire constitué par les trois séries décrites peut être considéré comme mollassique, formè en partie dans une ambiance continentale (deltaïque, palustre, etc.) et, en partie, dans une ambiance marine. On peut associer cette mollasse aux dépôts du type Kulm, qui pourraient représenter le Flysch des mouvements hercyniens, et aux schistes verts, comparables aux schistes lustrés (phase spilitique).

De cette manière, on pourrait reconstituer un cycle complet de sédimentation orogénique hercynienne.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Cyclogramme dans les dépôts du Carbonifère supérieur de Valea Caselor.
Fig. 2. — Cyclogramme dans les dépôts du Carbonifère supérieur de Valea Bisericii.
Fig. 3. — Cyclogramme dans les dépôts du Carbonifère supérieur de Valea Bîrzavei.
Fig. 4. — Changement du milieu de dépôt au cours de la sédimentation cyclique (cyclogramme de Valea Caselor).
Fig. 5. — Evolution des rapports entre le domaine continental (terre ferme) et le domaine marin (aquatique) durant le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur, en fonction des modifications des faciès. *A* = Série clastique feldspathique sombre. *B* = Série arénitique blanche. *C* = Série des fanglomérats. *D* = Série gréso-schisteuse.
Fig. 6. — Esquisse géologique et lithologique des dépôts du Paléozoïque supérieur dans le bassin de la Bîrzava, entre Ţîrova et Moniom (échelle 1 :75 000).

BIBLIOGRAFIE

1. BERSIER A., *Sédimentation molassique : variations latérales et horizons continus à l'Oligocène*, Eclogae Geol. Helv., 1945, *38*, *2*, 452.
2. — *Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine*, Raport la a XVIII-a ses. a Congresului Internaţional Geologic, Londra, 1948, partea a IV-a, 83.
3. BOTVINKINA L. N., *Principiile stabilirii şi tipizării ciclurilor de sedimentare în formaţiunile carbonifere*, Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1952, *2*, 21.
4. — *Începutul ciclurilor de sedimentare în complexele cărbunoase*, Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1955, *1*, 46.
5. CANTUNIARI ST., *Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei Banatului. I. Studii geologice în regiunea Cîlnic-Lupac-Vodnic*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XVI** (1927—1928), 72.
6. — *Contribuţiuni la cunoaşterea geologicei Banatului. II. Studii geotectonice în regiunea Moniom-Reşiţa-Vodnic*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XVII** (1928 — 1929), 140.
7. CODARCEA AL., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocşa Montană*, An. Inst. geol. Rom., 1931, **XV** (1930), 1.
8. CODARCEA AL., RĂILEANU GR. şi NĂSTĂSEANU S., *Carboniferul inferior de pe Valea Idegului (vîrsta calcarelor de Ideg)*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *3*, 407.
9. ЖЕМЧУЖНИКОВ Ю. А., *Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения*, Труды Института геологических наук Акад. Наук СССР, 1947, **90**, угольная серия *2*, 7.
10. KRUMBEIN W. C. a. SLOSS L. L., *Stratigraphy and sedimentation Mc. Graw Hill*, San Francisco, 1958.
11. KUENEN PH. H. a. SANDERS I. E., *Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres graywackes Sauerland and Oberharz, Germany*, Am. J. of Sci., 1956, **254**, 649.
12. КРАШЕНИНИКОВ Г.Ф., *Проблема циклов в угленосных толщах*, Труды Института геологических наук Акад. Наук СССР, 1947, **90**, угольная серия *2*, 21.
13. LOMBARD A., *Géologie sédimentaire*, Masson et Cie, Paris, 1956.
14. PAVELESCU L., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii centrale şi de sud-est a munţilor Retezatului*, An. Com. geol., 1953, **XXV**, 119.
15. RĂILEANU GR,. *Consideraţii generale asupra geologiei Banatului de vest*, Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1957, *4*.
16. RĂILEANU GR., şi NĂSTĂSEANU S., *Contribuţiuni la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Ciudanoviţa-Lupac (Banat)*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", seria şt. nat., 1958, *18*, 135.

CERCETĂRI DE ANALIZĂ STRUCTURALĂ PETROLOGICĂ ASUPRA MASIVULUI ERUPTIV PRICOPAN

DE

MIRCEA SAVUL

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.

și ALEXANDRINA BARBU

Comunicare prezentată în ședința din 14 februarie 1961

În continuarea cercetărilor de analiză structurală petrologică asupra masivelor eruptive din Dobrogea de nord (5), (6), (7), autorii se ocupă în lucrarea de față de Masivul granitic de la Pricopan.

Cercetări cu caracter geologic și petrografic asupra acestui masiv au fost făcute de mai mult timp de către Gh. Murgoci (3), D. Rotman (4) și de D. Giușcă (2).

ANALIZA STRUCTURALĂ PETROLOGICĂ A MASIVULUI

1. SISTEME DE CRĂPĂTURI NATURALE

Masivul eruptiv Pricopan se găsește la aproximativ 4 km est de localitatea Măcin, Dobrogea de nord.

Masivul are o formă alungită de circa 5 km (fig. 1), pe direcția NNV — SSE. Partea nord-estică se continuă cu o regiune deluroasă, care din lipsa unor diferențe accentuate de nivel a rămas aproape în întregime acoperită de un strat gros de loess.

Partea de sud-vest a masivului se pune în contact aproape brusc cu terasa inferioară a Dunării. Datorită unei eroziuni puternice această parte a fost complet descoperită, astfel că rocile eruptive apar la zi.

Creasta Masivului Pricopan și alte porțiuni mai ridicate păstrează formele bizare ale granitelor alterate, iar pe pantă se găsesc blocuri dezrădăcinate și rotunjite prin alterație. Pe această clină a Masivului Pricopan sînt instalate o serie de cariere care ne-au permis de a lua probe proaspete de granit și de a face măsurători asupra planelor de crăpături naturale.

Masivul eruptiv Pricopan este constituit în cea mai mare parte din granite cu biotită. Ele au o textură orientată şi prezintă în mod predominant o structură grăunţoasă grosieră.

Masivul este străbătut de frecvente filoane magmatice şi postmagmatice. Spre partea sudică a masivului, înspre Copcealău, apar roci cu caracter de diorite şi granodiorite. Contactul de sud-vest al masivului apare vizibil în numeroase puncte. Natura rocilor de contact a fost studiată de către D. Giuşcă (2), o dată cu studiul petrografic şi chimic al masivului.

În Masivul Pricopan se pun în evidenţă mai multe sisteme de crăpături naturale care segmentează granitele în bancuri de întinderi şi grosimi variabile.

Sistemele de crăpături naturale se deosebesc între ele prin : orientarea lor, frecvenţă, dezvoltare pe direcţie şi în adîncime, prin deschiderea lor, prin ordinea cronologică a formării lor, prin mineralizări şi alte caractere morfologice. Trebuie de menţionat că acele crăpături naturale care apar cel mai evident prin dezvoltarea lor în lungime şi adîncime, prin formarea de bancuri pe distanţe mari, nu sînt în acelaşi timp şi cele mai frecvente.

Crăpăturile naturale formate se pot repeta la distanţe variabile de la ordinul milimetrilor pînă la 4—5 m. În acelaşi sistem pot exista crăpături deschise care segmentează granitele în bancuri şi totodată în aceleaşi bancuri pot exista crăpături incipiente sau altele potenţiale.

După orientarea şi morfologia lor se pun în evidenţă trei sisteme principale de crăpături naturale pe care le-am notat prin iniţialele M_1, M_2, M_3 şi a căror descriere o dăm mai jos.

Sistemul de crăpături M_1 apare în modul cel mai evident în masiv, segmentînd granitele în bancuri de diferite dimensiuni. Grosimea acestora este în medie de 0,1—1 m, însă în regiunile de creastă ca şi în carierele Suluc descopertă şi cariera „La vii", se întîlnesc frecvent bancuri de 3—4 pînă la 5 m. Spre marginile masivului granitele sînt foarte des fragmentate după sistemul M_1, pînă la grosimi de ordinul milimetrilor.

Orientarea generală a crăpăturilor M_1, care se întîlnesc atît în cariere cît şi la suprafaţa terenului în bancuri, este de N 16—18° V cu înclinare 80—90° est. Spre zonele de contact ale masivului direcţia crăpăturilor are unele oscilaţii pînă la NNE, iar înclinarea poate ajunge pînă la 75—80° spre vest.

Ca dezvoltare pe direcţie crăpăturile M_1 pot fi urmărite pe cîteva sute de metri, astfel că întreg masivul apare compus pe toată întinderea lui din succesiuni paralele de bancuri ale acestui sistem. Creasta dealurilor şi înşeuările dintre grupele de dealuri se aliniază tot după direcţia sistemului M_1.

La suprafaţa terenului se pot observa şiruri de stînci de diferite mărimi care se orientează tot după direcţia sistemului M_1. Ele au aspectul unor ruine de cetăţi şi sînt vizibile de la distanţe mari. Între şirurile de stînci sînt culuare care pot ajunge la o lărgime de 0,3—0,5 m şi care s-au produs printr-o alterare accentuată a rocilor, acolo unde frecvenţa şi deschiderea crăpăturilor a fost mai mare.

În cariere după crăpăturile M_1 se desfac pereți plani foarte mari, care apar uneori pe toată întinderea carierelor. Suprafața pereților de crăpături este netedă.

Crăpăturile M_1 sînt frecvent deschise. Lungimea și adîncimea mare a acestor crăpături, ca și vechimea lor, au permis circulația reziduurilor magmatice sub formă de filoane de aplite, cuarț, epidot, precum și de magme bazice care au dat filoane de diabaze.

Dezvoltarea mare a crăpăturilor M_1 se recunoaște pe teren și prin lungimea dykurilor de diabaze, care pot fi urmărite pe distanțe de sute de metri. În regiunile de creastă, roca diabazică a suferit o alterare profundă, ceea ce a înlesnit formarea de culuare și de înșeuări între șirurile de stînci.

Sistemul de crăpături M_1 depășește limitele masivului granitic trecînd și în corneene. În partea de NNV, în Dealul Vițelaru, se găsesc dykuri mari de roci acide caolinizate după crăpăturile M_1.

Sistemul de crăpături M_2 are o orientare generală N 80° E cu înclinare spre nord de 70—90°. El traversează de-a curmezișul masivul pe o direcție aproximativ normală la crăpăturile M_1.

În zonele de contact ale masivului, cum este cazul în Dealul Cheia și în partea sud-estică a masivului, orientarea crăpăturilor oscilează în medie între N 80° V și N 80° E, cu înclinare pînă la 70° spre sud.

Bancurile de roci care se desfac după crăpăturile M_2 au grosimi de 0,30 cm pînă la 2 m. Dimensiunile pereților acestor crăpături ca și mărimea bancurilor nu sînt de importanța sistemului M_1, totuși în unele cariere, ca Suluc și cariera „La vii", pereții crăpăturilor M_2 sînt de dimensiuni mari, înlesnind exploatarea granitelor după direcția lor. Suprafața pereților este netedă.

Crăpăturile M_2 sînt deschise, însă nu sînt mineralizate decît în cîteva cazuri izolate, cînd apar filoane de aplite și epidot.

Datorită alterației profunde pe direcția celor două sisteme de crăpături, care sînt aproape normale între ele, s-au separat la suprafața masivului coloane și obeliscuri cu secțiune pătratică sau dreptunghiulară, care apar ca niște ruine de ziduri de cetate. În ansamblul lor aceste forme de stînci, cu pereți verticali N—S și E—V și cu intervale aproape paralele între ele, dau crestei Pricopanului aspectul caracteristic al unor dinți de fierăstrău, care se văd din diferite părți ale Dobrogei de nord, mai ales de pe cursul inferior al Dunării între Brăila — Măcin și Galați — Isaccea.

Intervalele între „dinții de fierăstrău" au fost accentuate mai mult acolo unde s-au găsit zone cu o fisurație deasă sau unde au fost filoane care s-au degradat mai repede.

În unele regiuni ale masivului, atît pe creastă cît și pe versanți, din cauza alterației formele prismatice ale stîncilor își pierd muchiile și se transformă în corpuri rotunjite, cu dimensiuni cuprinse între 3 și 4 m, sau în corpuri ovoide. Pe suprafața acestor corpuri se pot observa coji de alterare în grosime de 1—2 cm. În unele cazuri suportul acestor corpuri ovoide devine mai îngust decît masa de deasupra căpătînd un aspect de ciupercă. Alteori ele se pot desprinde alunecînd pe pantă sub forma unor bolovani uriași.

Cele două sisteme de crăpături au o frecvenţă echivalentă. Subiectiv însă crăpăturile M_2 apar mai numeroase, deoarece versanţii masivului sînt alungiţi aproximativ pe direcţia sistemului M_1, ceea ce lasă să se vadă mai mult fragmentarea după M_2.

În ceea ce priveşte orientarea celor două sisteme se constată că ele se menţin, cu puţine variaţii, cam aceleaşi în întreg masivul, aşa cum se poate vedea din figura 1. Pe schiţa de hartă sînt reprezentate limitele masivului după harta lui D. Giuşcă, peste care noi am suprapus, în mod schematic, orientarea crăpăturilor naturale M_1 şi M_2. După cum se poate observa direcţia planelor de crăpături are mici oscilaţii faţă de orientarea N—S şi E—V.

Sistemul de crăpături M_3, care intersectează primele două sisteme, segmentează stîncile de la suprafaţa masivului, ca şi bancurile din cariere, sub forma unor trepte (cariera „La vii", Dealul Cheia, Dealul Fîntîna de Leac etc.). Din această cauză panta sud-vestică a masivului corespunde în unele părţi orientării planelor de crăpături M_3, în timp ce spre nord-est bancurile tăiate de planele M_3 dau aspectul unui relief de cueste.

Orientarea crăpăturilor M_3 variază ca direcţie, ele putîndu-se grupa însă după înclinarea planelor. Se constată că pentru aceeaşi direcţie se întîlnesc, în diferite regiuni ale masivului, plane de crăpături cu înclinări de sens opus simetrice.

Frecvent înclinările planelor M_3 se menţin între 25 şi 30°, însă pot ajunge chiar pînă la poziţia orizontală.

Crăpăturile M_3 au dimensiuni inferioare celorlate două sisteme, iar bancurile lor au grosimi de 10—50 cm cu unele excepţii cînd pot ajunge pînă la 1 m (cariera Derea, Dealul Cheia). Frecvenţa crăpăturilor M_3 aparent este mai mare decît a crăpăturilor M_1 şi M_2. Planele M_3 sînt dezvoltate pe distanţe mai mici şi, în multe cazuri, ele se opresc în pereţii crăpăturilor M_1 şi M_2.

Din aceste raporturi se pare că ar exista o ordine cronologică de deschidere a crăpăturilor, şi anume mai întîi sistemul M_1, apoi M_2 şi mai tîrziu sistemul M_3. Din acest motiv cronologic crăpăturile M_3 nu sînt mineralizate. Cum însă direcţia de segmentare după oricare din aceste sisteme există în mod potenţial în rocă, se poate ca la un moment dat să se producă o crăpătură M_3 peste un plan potenţial M_1 şi M_2, în care nu se efectuase încă crăpătura, dar care apare mult mai tîrziu. Dacă o crăpătură M_3 în stadiul ei de formare a întîlnit o crăpătură M_1 sau M_2, ea nu s-a continuat mai departe, ci s-a oprit în pereţii acelor crăpături.

Pe pereţii sistemului M_3 s-au găsit în cîteva cazuri oglinzi şi striuri de alunecare. Un exemplu de acest fel se poate observa în cariera Anton, pe pereţii cu orientarea N 40° V şi înclinare 60° SV.

Alterarea rocilor după crăpăturile M_3 înlesneşte desprinderea stîncilor şi blocurilor care se rostogolesc pe pantele masivului. Aceste blocuri de granite sînt masive, lipsite de fisuraţie, fapt care face să fie întrebuinţate la confecţionarea pietrii cioplite.

Sistemele de crăpături M_1, M_2 şi M_3 sînt generale şi constante în întreg masivul. Primele două direcţii corespund principalelor plane de des-

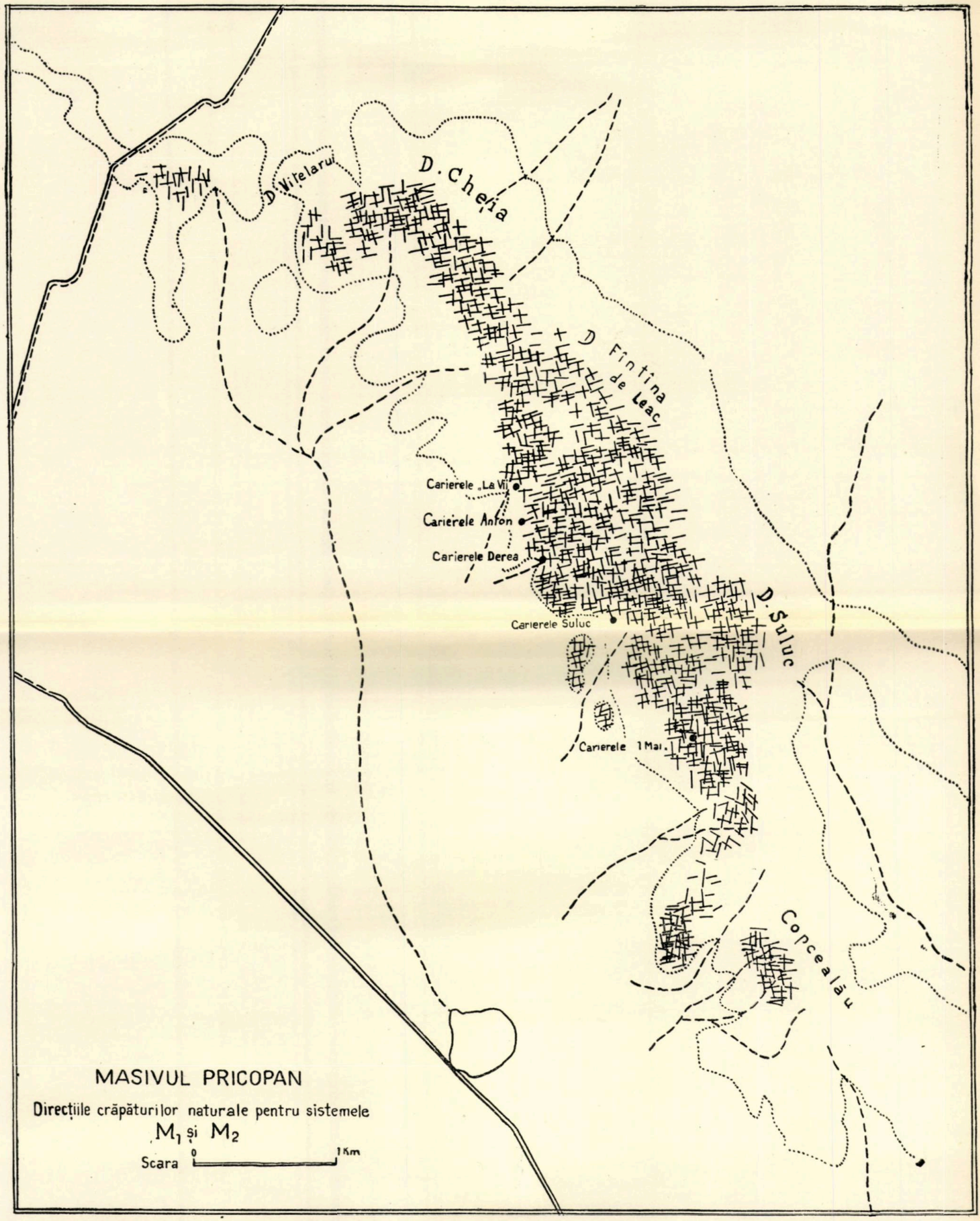

D. Viţelarul
D. Cheia
D. Fîntîna de Leac
Carierele „La Vii"
Carierele Anton
Carierele Derea
Carierele Suluc
D. Suluc
Carierele 1 Mai
Corcealău
MASIVUL PRICOPAN
Direcţiile crăpăturilor naturale pentru sistemele
M1 şi M2
Scara
0
1 Km

Fig. 1

picare artificială a granitelor : „pioda" și „contra bun". Crăpăturile M_3 în mod normal nu corespund vreunei direcții de despicare artificială.

În afară de sistemele principale de crăpături naturale, în Masivul Pricopan, în apropierea contactului cu corneenele sau cu dioritele, apar și sisteme locale de crăpături, diferite morfologic și ca orientare de cele descrise mai sus. Aceste crăpături au dezvoltare redusă, sînt dese, dezordonate, rareori paralele și lipsite de mineralizație.

2. SISTEME DE CRĂPĂTURI ARTIFICIALE

După cum se știe, în exploatarea granitelor lucrătorii taie roca după anumite plane de despicare artificială care au anumite orientări în cuprinsul masivelor.

Aceste direcții preferențiale de despicare a granitelor, în ordinea ușurinței lor de desfacere sînt denumite : „pioda", „contra bun" și „trincante".

Autorii au studiat din punctul de vedere al analizei structurale petrologice aceste direcții de despicare în cazul Masivelor Greci și Iacobdeal — Turcoaia, arătînd constanța direcțiilor în cuprinsul masivelor, precum și punerea într-o evidență mai bună sau mai slabă a existenței acestor direcții.

În cazul granitului de la Greci, planul de „piodă" are o direcție E—V și înclinare aproape de verticală. La Iacobdeal se întîlnește aceeași situație, în timp ce la Turcoaia, local, calitățile de despicare ale granitelor alternează în cele trei direcții, totuși direcția E-V rămîne o direcție bună de segmentare. În alte masive, și chiar la Greci și Iacobdeal — Turcoaia, în unele părți cele trei plane de despicare nu sînt deajuns de bine puse în evidență.

Pentru granitul de la Pricopan se constată că direcțiile de cea mai bună despicare „pioda" și „contra bun" coincid cu sistemele de crăpături naturale M_1 și M_2, din care „pioda" corespunde cu planul M_2. Orientarea ei este valabilă pentru întreg masivul fără a fi peste tot la fel de bine pronunțată.

Direcția de „contra bun" coincide cu sistemul de crăpături M_1. Această orientare este valabilă numai pentru partea centrală a masivului și pentru partea sudică (carierele Suluc și „1 Mai"), spre partea nordică a masivului, în apropiere de contactul cu corneenele (Dealul Cheia), direcția de „ contra bun" este strîmbă. Din acest motiv cioplitorii recurg la un artificiu de lucru pentru a putea tăia forme paralelipipedice dreptunghiulare. Ei așează poncetele pe o direcție oblică față de planul real de despicare pentru „contra bun". În acest fel granitul se desface pe o direcție aproape perpendiculară la planul de „piodă".

În alte părți ale masivului direcția de „contra bun" lipsește și atunci cioplitorii folosesc direcția de „trincante" sau numai „pioda", restul formei îl capătă prin cioplire repetată.

Roca cea mai bună pentru cioplitură se găsește în cîteva puncte ale masivului în carierele Derea, Suluc descoperită, carierele „1 Mai" și Dealul Cheia. Confecționarea diferitelor forme de piatră ca pavele, plăci pentru borduri etc. se face și din trovanții care se găsesc la suprafața terenului. În restul masivului se exploatează granitul numai pentru concasor, deoarece direcțiile de despicare artificială nu sînt bine dezvoltate sau lipsesc.

3. FOLIAŢIUNEA

Foliaţiunea în granitele din Masivul Pricopan este slab evidenţiată. Numai în cîteva puncte din carierele Suluc şi Dealul Cheia se observă slabe dungări ale granitului, produse de o alternanţă de nuanţe cenuşii ale rocii. Grosimea dungilor este de ordinul decimetrilor. În carierele Suluc apare o foliaţiune plană, în timp ce în Dealul Cheia foliaţiunea este ondulată.

4. LINIAŢIUNEA

Dacă în Masivul Pricopan foliaţiunea este aproape nedezvoltată, în schimb liniaţiunea apare ca un fapt bine format, care se pune de la început în evidenţa observatorului.

E. Cloos (1) a descris numeroase tipuri de liniaţiune şi a arătat că acest termen are un sens numai descriptiv, atît la scara megascopică, cît şi macroscopică şi microscopică, iar nu în sens genetic.

La Masivul Pricopan liniaţiunea apare vizibilă pe formele paralelipipedice, segmentate de sistemele principale de crăpături naturale M_1 şi M_2. Ea se observă atît în tăieturile proaspete de granit cît şi la suprafaţa alterată a bancurilor şi stîncilor din masiv, în special pe planele de „contra bun" (crăpăturile M_1).

Liniaţiunea apare pe feţele M_1 şi M_2 sub forma unor dungi de culoare închisă constituite din agregate de granule de biotită şi cuarţ. Acestea sînt de cîţiva milimetri pînă la centimetri lungime, distanţate sau chiar în continuare. Pe fracturile normale la planele de crăpături M_1 şi M_2 se văd numai capetele liniaţiunii care are contururi izometrice de 0,5—5 mm (fig. 2).

Din examenul pe teren se constată că, în mod frecvent axa agregatelor de cuarţ şi biotită, adică axa de liniaţiune, coincide cu muchia dintre crăpăturile M_1 şi M_2. Ca exemplu dăm măsurătorile făcute în cariera Suluc descoperită. În planul M_1, cu orientarea N—S şi înclinarea 76° E, unghiul între orizontala planului şi direcţia liniaţiunii este de 80°, începînd de la sud; în planul M_2, cu direcţia E—V şi înclinarea 82° N, unghiul respectiv este de 76°, începînd de la vest (fig. 3).

Trecînd aceste date în diagrama din figura 3 se observă că proiecţiile liniaţiunilor, măsurate pe cele două plane, aproape coincid cu intersecţia planelor M_1 şi M_2.

Se întîlnesc însă şi unele cazuri în partea nord-vestică a masivului, în apropiere de contactul cu corneenele, unde liniaţiunea apare abătută de la direcţia intersecţiei planelor M_1 şi M_2 sau chiar lipseşte.

În diagrama din figura 3 s-au înregistrat polii axelor liniaţiunii pentru cazurile care au fost determinate pe teren prin măsurători pe feţele M_1 şi M_2. Totodată s-au trecut şi cercurile pentru cele două plane de crăpături principale după orientarea generală din masiv. Se constată că polii liniaţiunilor se concentrează în apropierea intersecţiei planelor M_1 şi M_2, ceea ce indică valabilitatea măsurătorilor chiar pe cîte un singur plan.

Variaţiile în orientarea liniaţiunii faţă de verticala locului ajung pînă la aproximativ 20°.

5. ANCLAVE

În pereții planelor de crăpături naturale sau în al celor rezultați din explozie s-au întîlnit cîteva anclave de roci mai bogate în biotită decît restul granitului.

Aceste anclave au forme elipsoidale, ceea ce duce la ideea unei orientări a lor în timpul mișcărilor diferențiale din magmă, precum și a unei asimilări a părților marginale în timpul acestor mișcări. Mărimea anclavelor care au fost găsite este variabilă. Astfel, în carierele Derea într-un trovant rezultat prin explozie s-a găsit o anclavă cu diametrele : 70 — 42 — 35 cm. În Dealul Cheia și în deschiderile din sudul masivului, anclavele care au fost găsite au dimensiuni mai mici, astfel că axa mare a elipsoidului este de 10—15 cm, rareori ajunge pînă la 20 cm.

Anclavele au o liniațiune care este dispusă după axa mare a secțiunii eliptice din elipsoid. Această axă este paralelă sau subparalelă la direcția liniațiunii granitului.

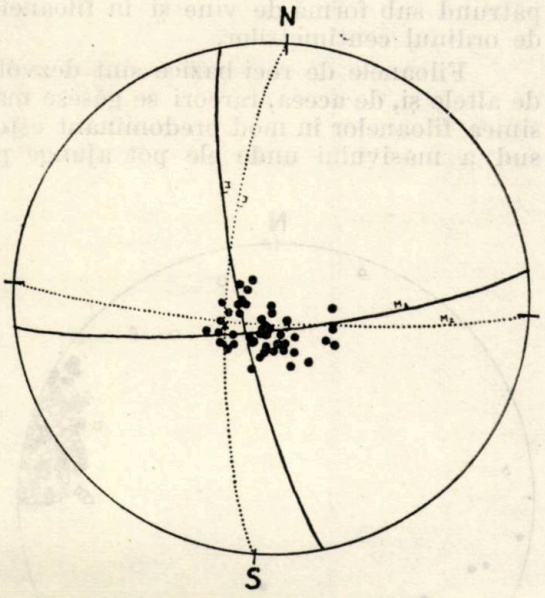


Fig. 3. — Proiecția liniațiunii ●. Un caz particular de orientare a planelor M_1 și M_2 pe care s-a măsurat liniațiunea ..... . Orientarea generală a sistemelor M_1 și M_2 ———.

6. FILOANE

În granitele din Masivul Pricopan se întîlnesc numeroase filoane. Ele sînt dezvoltate exclusiv după crăpăturile M_1, cu unele excepții cînd apar și după sistemul M_2.

Principalele filoane sînt de : aplite, epidot, cuarț și de roci bazice cu caracter de diabaze. Frecvența și orientarea lor în masiv rezultă din diagrama figurii 4.

Filoanele de aplite dezvoltate după planele de crăpături M_1 sînt cele mai numeroase în masiv, găsindu-se pe tot cuprinsul lui. Ele apar asociate în special cu filoanele de epidot (fig. 4).

Grosimea filoanelor este variabilă, și anume de la cîțiva centimetri pînă la 20—30 cm, așa cum se găsesc în carierele „La vii" și Derea. În jurul filoanelor de aplite roca este albitizată pe porțiuni mai mari și posedă o fisurație deasă, ceea ce a înlesnit o transformare accentuată a ei.

Filoanele de epidot apar mai frecvent spre partea centrală a masivului. Aceste filoane au grosimi în jur de 2—4 cm, ajungînd uneori pînă la

10—15 cm. Ele sînt asociate cu filoanele de cuarţ şi aplite. În masiv se întîlnesc şi grupe de filoane de epidot în care acestea se succed la intervale de cîţiva centimetri, iar în jurul lor granitul este albitizat pe distanţe care pot depăşi chiar 50 cm.

Filoanele de cuarţ sînt dezvoltate în mod obişnuit după crăpăturile M_1, ele însă au şi o distribuţie dezordonată, pătrunzînd în granit pe direcţii secundare, uneori chiar oblice la pereţii crăpăturilor. Filoanele de cuarţ se găsesc în tot masivul şi trec mai departe în rocile de la contact. Ele pătrund sub formă de vine şi în filoanele de aplite. Grosimea lor este de ordinul centimetrilor.

Filoanele de roci bazice sînt dezvoltate la distanţe mai mari unele de altele şi, de aceea, rareori se găsesc mai multe în aceeaşi carieră. Grosimea filoanelor în mod predominant este de 30 cm, cu excepţia părţii de sud a masivului unde ele pot ajunge pînă la 2 m.

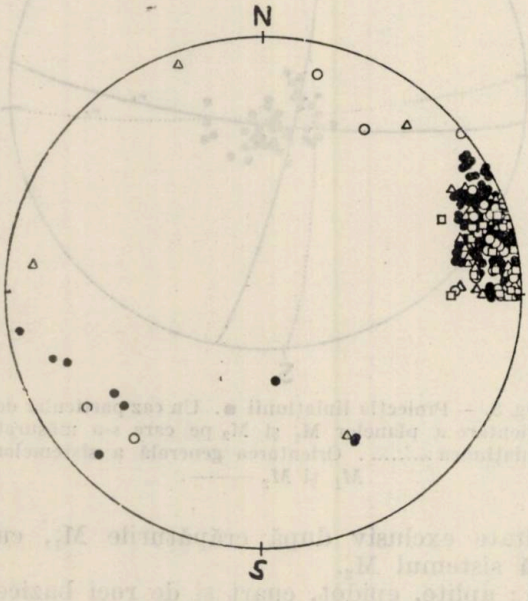


Fig. 4. — Filoanele din Masivul Pricopan. △ = = Aplite; • = epidot; ○ = cuarţ; □ = roci bazice.

Din examenul diagramei figurii 4 se observă că diabazele au apărut numai pe crăpăturile M_1 care sînt cele mai bine dezvoltate atît pe direcţie cît şi în adîncime.

7. ANALIZA STRUCTURALĂ PETROLOGICĂ A CRĂPĂTURILOR NATURALE

Pentru studiul structural petrologic al crăpăturilor s-au făcut peste 6 000 de determinări asupra orientării lor. Măsurătorile s-au efectuat atît în cariere cît şi la suprafaţa terenului.

Determinările au fost prelucrate statistic în diagrame structurale petrologice, care s-au construit pentru diferite regiuni ale masivului sau pe grupe de cariere (fig. 5). La sfîrşit s-au însumat toate determinările într-o diagramă generală pentru întreg masivul. Proiecţiile din diagrame sînt construite în emisfera superioară.

Prezentăm diagramele parţiale într-o anumită înşiruire, astfel ca să se poată urmări dezvoltarea planelor de crăpături naturale începînd din partea nord-vestică a masivului spre partea sud-estică.

Diagrama din figura 6 a fost construită pe baza a 490 de măsurători efectuate asupra orientării planelor de crăpături din primul deal de granit din grupul Cheia (A) (fig. 5). Această regiune se găseşte în apropiere de

contactul granitului cu corneenele, din care motiv sînt dezvoltate mai multe sisteme de crăpături cu orientări diferite.

Diagrama prezintă mai multe maxime cu densități de frecvență deosebite. Din acestea, maximele M_1 și M_1', care se găsesc în partea estică a diagramei, sînt mai precis conturate și corespund orientării sistemului general de crăpături din masiv M_1. Maximele M_2 și M_2', deși ocupă poziții opuse în diagramă, s-au considerat ca aparținînd aceluiași sistem de crăpături M_2. Direcția planelor corespunzătoare celor două maxime este aproximativ aceeași, de asemenea și frecvența lor. Ele se deosebesc numai prin variația înclinării, care este destul de mare față de orientarea generală a crăpăturilor M_2 din restul masivului. Crăpăturile M_2' apar numai local, ele lipsesc în partea centrală a masivului și se găsesc din nou în partea sudică a lui, tot în regiunea de contact.

Celelalte maxime din diagramă, notate cu M_3, M_3', M_3'' etc. au orientări foarte diferite. Ele corespund în mare parte unor sisteme de crăpături cu caractere morfologice locale. Maximul M_3''' ar putea fi o variantă a sistemului M_1.

În general repartiția complicată a maximelor din diagramă permite numai o caracterizare aproximativă a sistemelor de crăpături din această regiune marginală.

Diagrama din figura 7 însumează 508 măsurători făcute în granitele din Dealul Cheia (B). În această regiune, ceva mai îndepărtată de con-

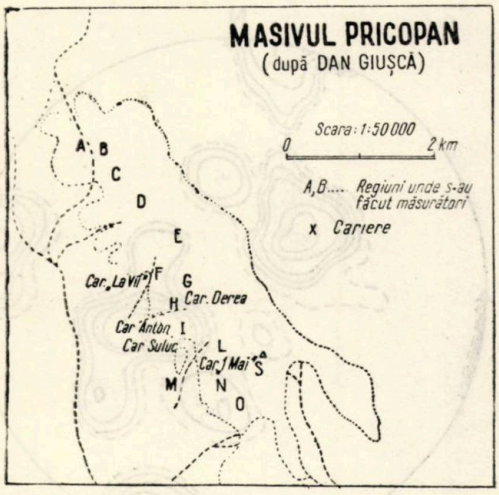


Fig. 5

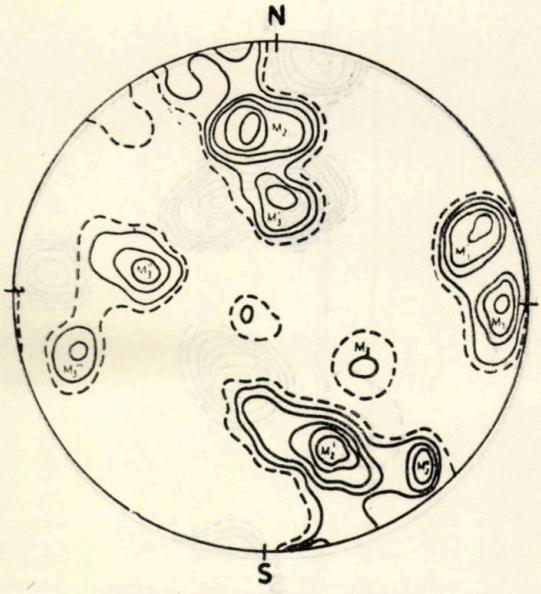


Fig. 6. — Diagrama planelor de crăpături naturale Dealul Cheia (A). 490 poli. Izolinii: 0,5—1—2—4—8—12 %.

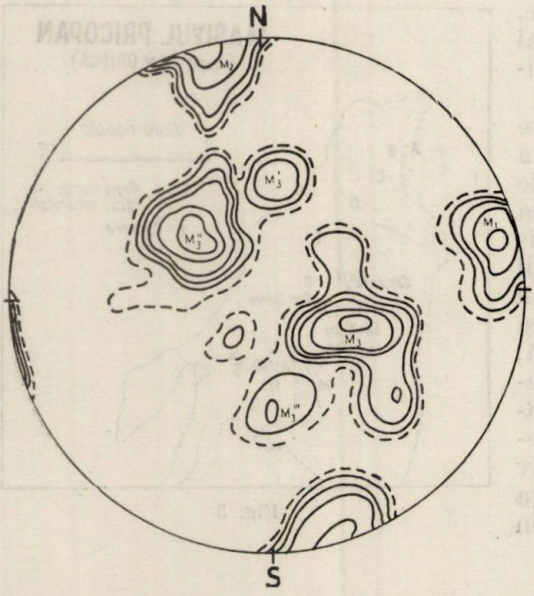


Fig. 7. — Diagrama planelor de crăpături naturale Dealul Cheia (B). 508 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12 %.

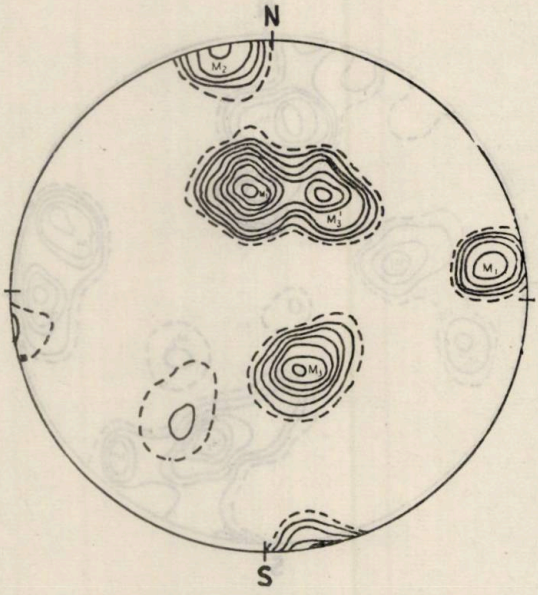


Fig. 8. — Diagrama planelor de crăpături naturale Dealul Cheia (C). 385 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16—20 %.

tactul granitului cu corneenele, s-au dezvoltat plane de crăpături cu orientări mai apropiate de acelea care se întîlnesc în restul masivului.

După cum se vede din diagramă maximele sînt mai precis conturate. Dintre acestea maximele M_1 şi M_2 sînt situate la periferia diagramei şi la o distanţă de aproximativ 90° unul de altul.

Celelalte maxime, care se găsesc mai spre interiorul diagramei, notate cu M_3', M_3, M_3'' etc. alcătuiesc două grupe distincte cu tendinţa de a forma o centură în jurul centrului diagramei. Dintre ele două sînt principale şi au o densitate de frecvenţă de peste 12 %. Poziţia lor este simetrică faţă de centrul diagramei. Aceste maxime corespund unor plane de crăpături care au aproximativ aceeaşi direcţie, însă cu înclinarea de sens opus în jur de 30°.

Diagrama din figura 8 a fost construită pentru 385 de măsurători efectuate în deschiderile de cariere din Dealul Cheia (C) şi din toată regiunea de creastă a părţii de nord-vest a masivului, pînă la vîrful Cheia.

Diagrama prezintă cinci maxime principale strîns conturate, ceea ce arată că orientarea planelor de crăpături respective are variaţii mai mici. Această situaţie provine şi din faptul că majoritatea măsurătorilor au fost făcute în regiunea de creastă, unde apar numai crăpăturile principale, restul fiind eliminate prin alterarea rocilor.

Maximele M_1 şi M_2 au aceleaşi poziţii ca în diagramele precedente. În ceea ce priveşte

celelalte maxime se remarcă faptul că M_3 și M_3' se găsesc într-o poziție simetrică față de centrul diagramei.

Diagramele din figurile 9 și 10 reprezintă peste 1 400 de măsurători făcute în regiunea de creastă a masivului între vîrful Cheia și capătul sud-estic al culmii principale a Pricopanului (D și E).

Diagramele posedă tot cîte cinci maxime principale ca în diagramele anterioare, cu deosebirea că maximul M_3 nu apare ca o dedublare a lui M_3'', ci are o orientare distinctă. În centrul diagramei maximele M_3 se găsesc în poziții simetrice două cîte două, față de o axă aproape verticală care corespunde cu direcția liniațiunii. Această situație arată că planele de crăpături respective nu au poziții întîmplătoare în masiv.

Diagramele din figurile 11 și 12 au înregistrat măsurătorile făcute asupra planelor de crăpături care apar în deschiderile de cariere de pe partea sud-vestică a masivului. După cum se va vedea din cele ce urmează, aspectul diagramelor este în oarecare măsură deosebit de al celor de pînă acum.

Diagrama din figura 11 reprezintă 320 de determinări făcute în carierele „La vii" (F), iar cealaltă 287 de măsurători pentru deschiderile de cariere din spatele clădirilor birourilor pînă la creastă (G).

Maximele M_1 și M_2 au poziții constante ca și în diagramele precedente. Distribuția maximelor M_3 este de-

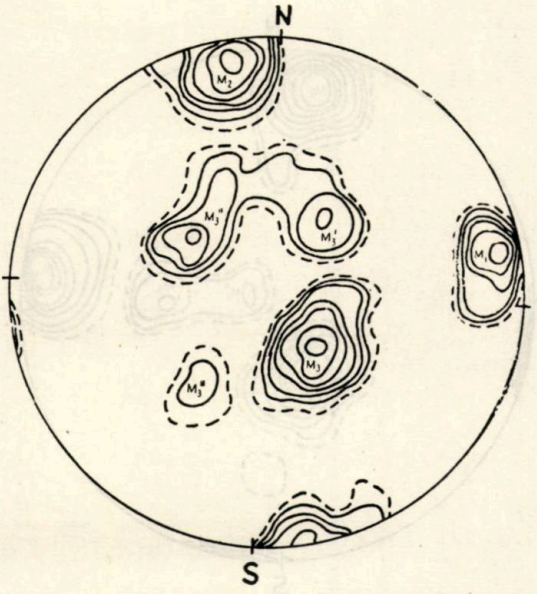


Fig. 9. — Diagrama planelor de crăpături naturale Dealul Cheia și Dealul Fîntîna de Leac (D). Regiunea de creastă. 610 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—20%.

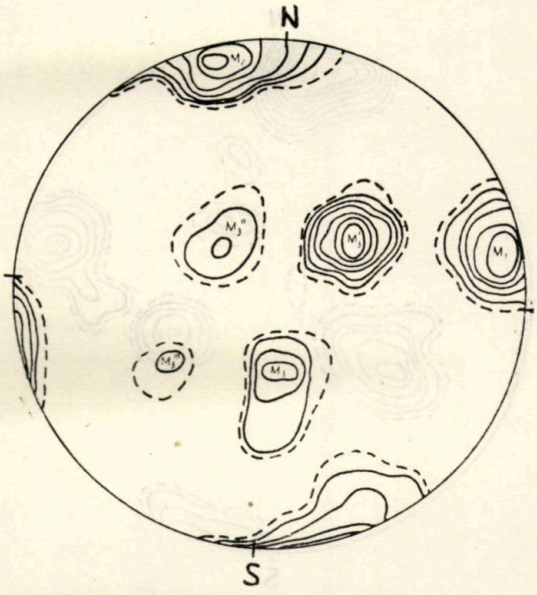


Fig. 10. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Regiunea de creastă. Masivul Pricopan (E). 800 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16%.

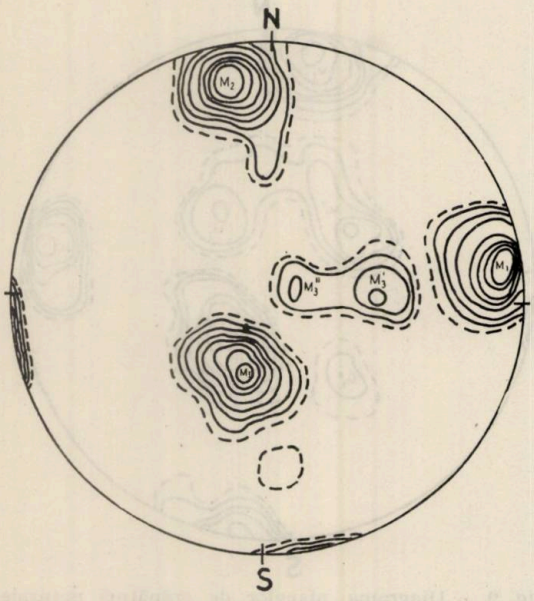


Fig. 11. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Carierele „La vii" (F). 320 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16—20%.

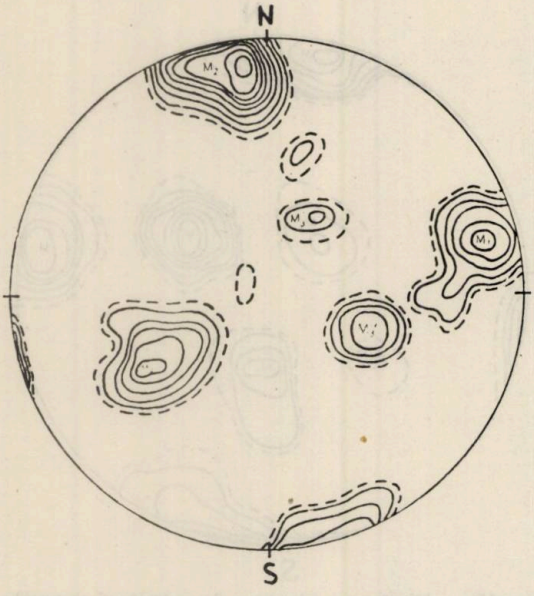


Fig. 12. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Carierele centrale (G). 287 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16—20%.

osebită, în sensul că ele nu se mai grupează în mod simetric două cîte două în centrul diagramei. Dintre ele frecvența cea mai mare o au maximele M_3 care corespund planelor orientate NV cu înclinare spre SV. Se remarcă faptul că sistemul M_3 apare în orizonturile mai înalte ale masivului cu mai multe maxime decît în părțile inferioare.

Diagrama din figura 13 a fost construită pentru 430 de măsurători ale planelor de crăpături din carierele Derea (H). Aspectul diagramei este în oarecare măsură complicat prin prezența unor maxime notate M_3' și M_3'' care apar ca o variantă a planelor M_2 și prin dispariția celorlalte maxime M_3 care au apărut în diagramele precedente.

Diagrama din figura 14 reprezintă măsurătorile făcute în cariera Anton (I), iar cea din figura 15 pe cele din carierele Suluc (L). Diagramele din figurile 16 și 17 însumează peste 1 100 măsurători pentru deschiderile de cariere „1 Mai" și pentru măsurătorile făcute la suprafața terenului pe ultimele dealuri ale părții sudice a masivului (NO).

Aceste diagrame au caractere comune în ceea ce privește distribuția maximelor în general. Un caz mai aparte se observă în figura 16, în care maximul M_2 apare dedublat, ceea ce arată că în orientarea sistemului M_2 se întîlnesc oscilații ale direcției planelor de crăpături care de la direcția N 76° E ajung pînă la N 84° V.

Fig. 13. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Carierele Derea (H). 430 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16 %.

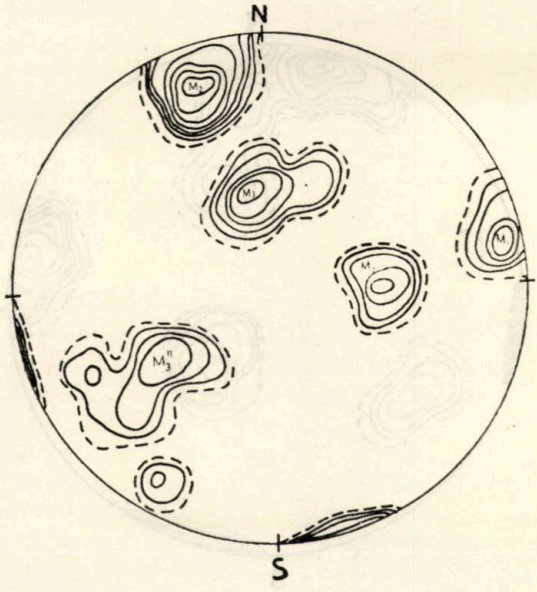


Fig. 14. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Carierele Anton (I). 355 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16—20 %.

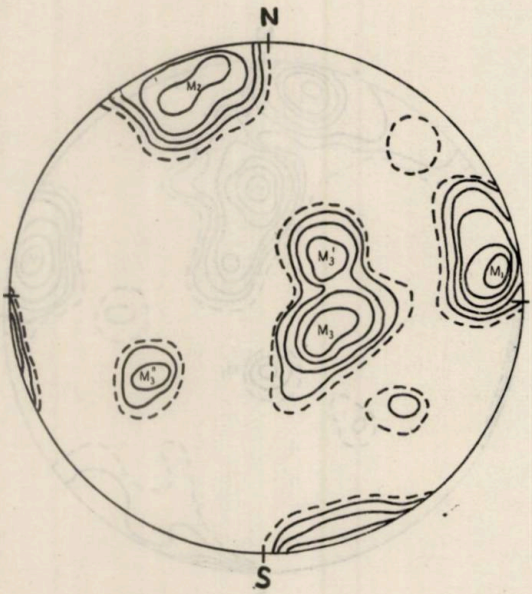


Fig. 15. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Carierele Suluc (L). 560 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12%.

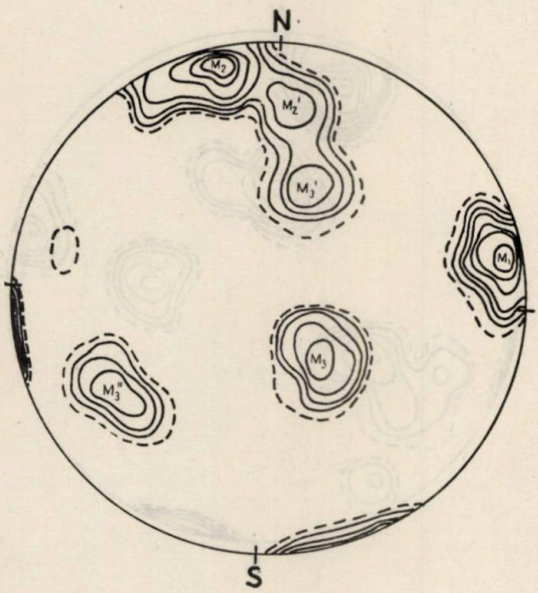


Fig. 16. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Carierele „1 Mai" (N). 520 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16%.

Maximele din interiorul diagramelor, care reprezintă orientările sistemului M_3, posedă trei variante : M_3, M_3', M_3''. Localizarea lor este aproximativ aceeași în toate diagramele, deosebindu-se mai mult prin densitatea de frecvență.

Unele particularități prezintă diagrama din figura 17, unde maximele M_3 și M_3', prin poziția lor și dezvoltarea mare pe care o au, amintesc mai mult de diagramele descrise la începutul capitolului, care aveau maxime cu o simetrie binară față de centrul diagramei.

Diagramele prezentate pînă acum, excluzînd pe cea din figura 6, s-au referit la orientarea planelor de crăpături naturale ale masivului granitic, din cariere sau din bancurile de la suprafața terenului.

Diagrama din figura 18 înglobează măsurătorile făcute în sud-estul masivului, în apropierea contactului dintre granite-diorite și granite-corneene (S). Maximele principale M_1 și M_2 prezintă devieri din poziția obișnuită ca și dedublări, ceea ce arată destul de clar influențele zonelor de contact asupra orientării planelor de crăpături naturale. Se observă că sistemul M_1 a suferit modificări în ceea ce privește înclinarea planelor, în timp ce sistemul M_2 și-a păstrat aproximativ aceleași înclinări, dar și-a lărgit limitele de direcție de la N 70° E la N 87° V.

Dintre celelalte maxime, M_3 și M_3'' se găsesc în poziții simetrice față de centrul diagramei.

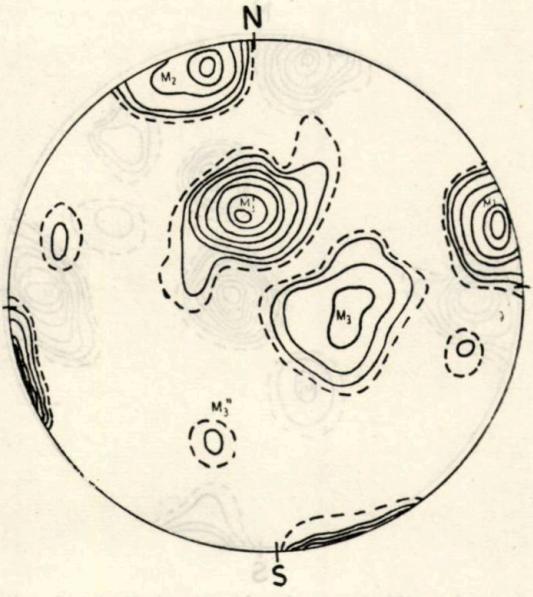


Fig. 17. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Carierele „1 Mai" (O). 620 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16 %.

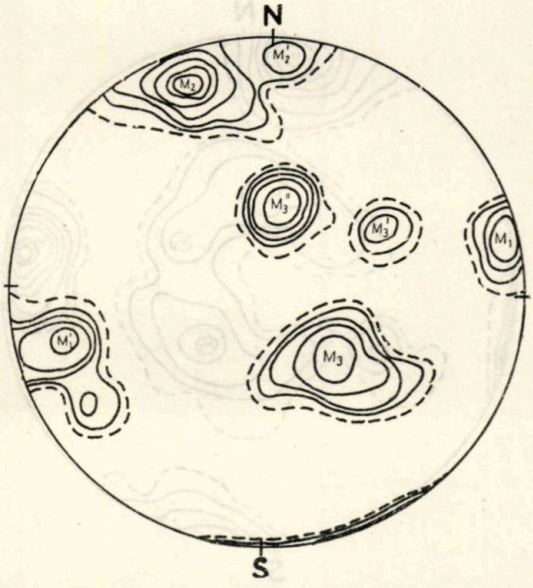
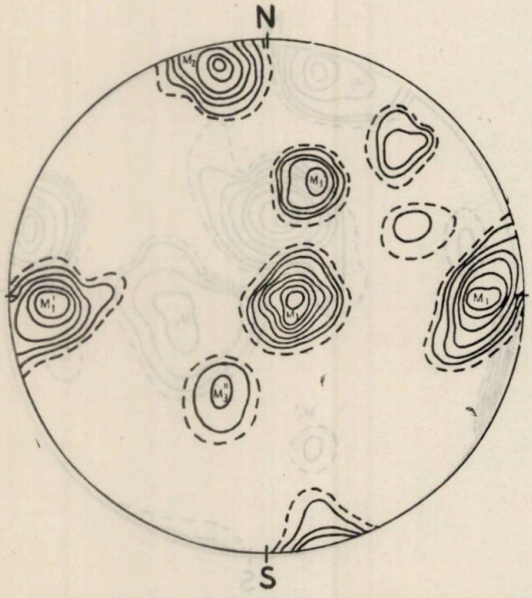


Fig. 18. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Carierele Suluc (S). 292 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16 %



F g. 19. — Diagrama planelor de crăpături naturale. Monticolele de granit (M). 154 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—8—12—16—20%.

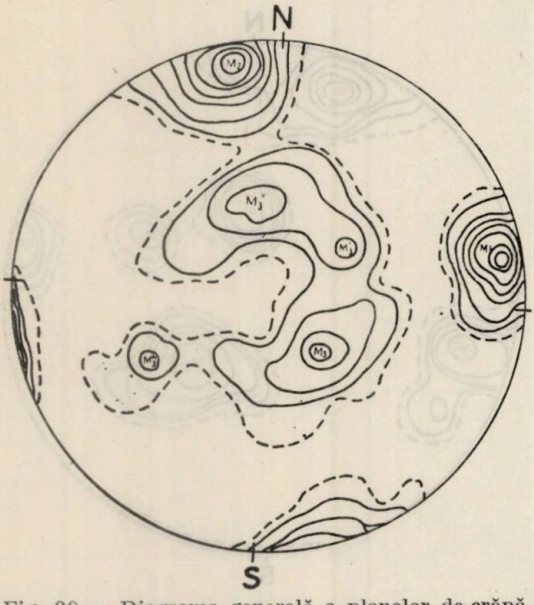


Fig. 20. — Diagrama generală a planelor de crăpături naturale. Masivul Pricopan. 6 230 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—6—8—10—12%.

Diagrama din figura 19 reprezintă măsurătorile făcute în monticolele de granit care apar de sub pătura de sol coluvionat din faţa clădirilor regiei (M). Ele par izolate de corpul principal al Masivului Pricopan şi se găsesc la contactul cu corneenele.

Diagrama posedă mai multe maxime cu diferite densităţi de frecvenţă. Dintre acestea M_1 şi M_2 au aceleaşi poziţii ca în masiv, iar maximul M_3 reprezintă plane aproape orizontale care sînt caracteristice pentru această regiune.

Diagrama generală din figura 20 cuprinde măsurătorile care s-au făcut asupra planelor de crăpături din Masivul Pricopan, în număr de 6 230. În ea se disting următoarele maxime : M_1, M_2, M_3, M_3', M_3'', M_3'''. Densitatea lor de frecvenţă descreşte în aceeaşi ordine.

Prezenţa atîtor maxime arată că în masiv se găsesc mai multe sisteme de crăpături naturale. M_1 şi M_2 reprezintă planele de crăpături cu orientări constante în tot masivul şi cu frecvenţa cea mai mare.

Celelalte maxime, şi în special M_3 şi M_3'', după poziţia lor din diagramă ar indica prezenţa a încă două sisteme principale de crăpături conjugate şi simetrice în raport cu direcţia liniaţiunii.

Sistemul M_1 depăşeşte mult rama masivului întîlnindu-se în corneene şi în diorite. Pe direcţia lui se găsesc filoane de roci bazice, ceea ce arată legătura lui cu părţile adînci ale intruziunii.

ANALIZA MICROSTRUCTURALĂ PETROLOGICĂ A GRANITULUI

Granitul din Masivul Pricopan a fost descris de către cercetătorii mai vechi, între care de D. Rotman (4), ca și mai tîrziu de către D. Giușcă (2). Acest granit a fost denumit de D. Rotman „granit gnaisic," iar de D. Giușcă „granit gnaisic cu biotită".

Granitul de la Pricopan are o structură hipidiomorf grăunțoasă, cu textură orientată. El se caracterizează din punct de vedere textural prin liniațiune, care se evidențiază prin dungi înguste și lungi, de cîțiva milimetri pînă la peste 1 cm, constituite din agregate microscopice de biotită.

Sub microscop se constată că roca este constituită din cristale idiomorfe de feldspat plagioclaz, din cristale idiomorfe pînă la alotriomorfe de cuarț și feldspat potasic-micropertit și din cristale izolate sau agregate de biotită.

Ordinea de consolidare a mineralelor este : cuarț-plagioclaz, plagioclaz-feldspat potasic-cuarț.

După cristalizarea feldspatului potasic și a cuarțului a urmat o fază tectonică, ce a avut ca rezultate cataclazarea componentelor leucocrate. Cristalele primare de cuarț au suferit puternice deformații ce se manifestă prin extincții onduloase și fracturi.

Acțiunile dinamice au afectat și cristalele de feldspat prin producerea de crăpături. Soluțiile pneumatolitohidrotermale care au circulat au produs albitizări în unele porțiuni ale cristalelor de feldspat potasic.

Prin zonele de fractură, de dimensiuni de la cele microscopice pînă la cîțiva milimetri, a fost depusă biotita, fie în monocristale care să ocupe transversal crăpăturile, fie în agregate microcristaline. Totuși se găsesc și unele cristale mai mari de biotită care s-au format în mod primar în masa rocii.

Golurile dintre cristale au fost cimentate mai departe în mod principal cu cuarț de neoformație și epidot.

Din punctul de vedere al analizei microstructurale petrologice agregatele de biotită prezintă un interes deosebit.

Se recunoaște din examenul microscopic al secțiunilor că liniațiunea, care se manifestă prin dungi brune-negre de agregate de granule de biotită, este rezultatul umplerii unor fisuri orientate statistic în urma unei faze tectonice de la sfîrșitul consolidării magmei.

Liniațiunea apare în acest fel ca definitivată într-un stadiu rigid al consolidării granitului.

DIAGRAMELE STRUCTURALE PETROLOGICE

Pentru analiza microstructurală s-au folosit probe orientate de granit colectate din deschiderile de carieră ale masivului, unde roca este nealterată. La microscop s-au făcut determinări asupra orientării planelor cu incluziuni fluide din cristalele de cuarț, a planelor de clivaj la feldspat

și a orientării lamelelor de biotită pentru cazul cînd acestea s-au prezentat în monocristale.

a. *Diagramele planelor de clivaj la feldspați.* Orientarea planelor de clivaj s-a determinat în mod comun pentru feldspații plagioclazi și potasici. Au fost analizate 1 200 de cristale.

Pentru interpretarea diagramelor structurale petrologice a fost necesară cunoașterea în prealabil a habitusul cristalelor și, de aceea, s-au făcut determinări asupra dimensiunilor relative ale cristalelor de feldspat.

În granitul de la Pricopan, din cauza acțiunilor dinamice, cristalele de feldspat au fost deseori rupte, așa că dimensiunile lor, în special de-a lungul axei cristalografice „a", sînt de multe ori mai mici decît acelea pe care le-au avut cristalele în timpul mișcărilor din magmă.

Măsurătorile făcute asupra axelor indicatricei α, γ, β arată în mod statistic că dimensiunile cristalelor de feldspat sînt aproximativ următoarele : α ; γ ; $\beta = 2 : 1 : 1$. Trebuie de menționat faptul că după axa γ s-ar părea, conform diagramelor calculate, că dimensiunile secțiunilor transversale sînt ceva mai dezvoltate.

Din determinările care s-au făcut se constată că, în majoritatea cazurilor, cristalele de feldspat au o formă alungită după axa cristalografică „a" și probabil că în realitate în stadiul magmatic erau și mai alungite.

Luînd în considerație habitusul cristalelor de feldspat se poate aprecia ce orientări au putut avea aceste cristale în timpul mișcărilor diferențiale. Ele s-au putut găsi în două poziții : cu axa cristalografică „a" în direcția axei tectonice *a*, în care caz s-au putut rostogoli după această axă, sau că cristalele s-au orientat cu axa cristalografică „a" paralelă la axa tectonică *b*, în care situație ele s-au rotit în jurul acestei axe.

Pentru primul caz normalele la planele de clivaj (010) și (001) vor forma o centură care să conțină axele tectonice *a* și *c*. În mod obișnuit în tectonite se întîlnesc centuri de tipul *ac*.

Alte mișcări pentru cristalele de feldspat cu habitus prismatic sînt mai puțin frecvente.

Diagramele structurale petrologice ale feldspaților, reprezentate în figurile 21, 22, 23 și 24, apar destul de complicate. Se poate presupune că una din cauze o constituie faptul că feldspații potasici au constituit ultimii termeni de cristalizare. Din acest motiv cristalele nu au fost libere să se miște după forma lor proprie, fiind împiedicate de alte cristale sau agregate deja existente.

În toate cele patru diagrame se evidențiază cîte o centură cu o lățime mai mare sau mai mică. Diagramele pentru carierele „La vii" și Derea au centurile mai bine conturate, cu o orientare aproximativ E—V și înclinare spre sud. Axele tectonice *c*, potrivit poziției maximelor cu cea mai mare densitate de frecvență 4 %, se găsesc situate în partea estică a diagramelor. În acest caz celelalte axe tectonice *b* și *a* se găsesc într-un plan aproape vertical N—S. Rămîne de precizat, în funcție de celelalte diagrame, dacă axa tectonică *a* se află în planul centurii, sau nu. Pentru situația cînd axa *a* este conținută în planul centurii direcția mișcărilor

diferențiale ale magmei a fost de jos în sus, cu o înclinare față de polul nord de circa 40°.

Diagramele din figurile 23 și 24, pentru carierele Suluc și Cheia, apar mult deosebite față de precedentele. Centura este conturată numai în diagrama pentru carierele Cheia și are o orientare NV—SE. Densitatea cea mai mare de frecvență se găsește în partea sud-estică a diagramei și indică poziția axei tectonice *c*.

Modificările intervenite în orientarea cristalelor de feldspat, care apar evidente în aceste diagrame, se datoresc în bună parte influențelor produse de apropierea ramei masivului.

b. *Diagramele planelor cu incluziuni fluide.* Orientarea planelor cu incluziuni fluide din cristalele de cuarț a fost determinată din aceleași secțiuni microscopice ca și pentru cristalele de feldspat. S-au măsurat pozițiile la aproximativ 1 700 de plane.

Studiul microscopic al incluziunilor fluide pune în evidență existența a două categorii de plane : unele primare formate în timpul mișcărilor diferențiale din magmă și care se limitează în interiorul conturului cristalelor de cuarț ; altele secundare care traversează cristalele și care au relații cu orientarea planelor Böhm.

Din aspectul diagramelor figurilor 25, 26, 27 și 28 se constată că planele cu incluziuni fluide prezintă anumite regularități de orientare.

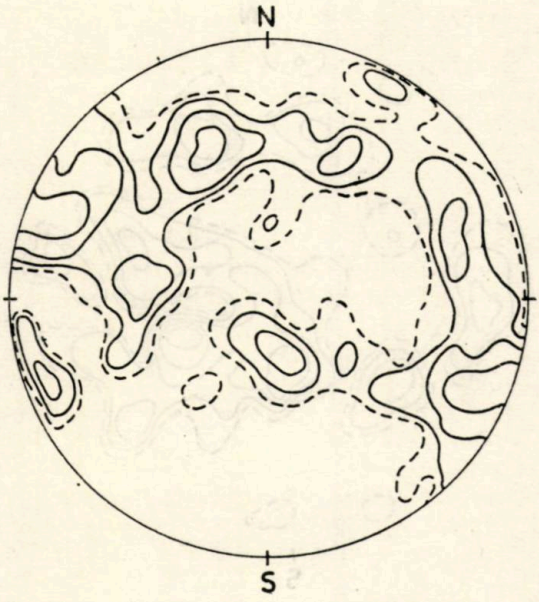


Fig. 21. — Diagrama planelor de clivaj la cristalele de feldspat. Carierele „La vii". 335 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—6 %.

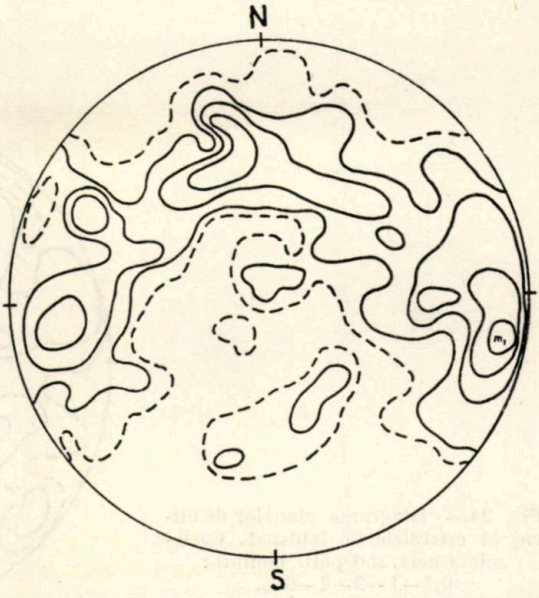


Fig. 22. — Diagrama planelor de clivaj la cristalele de feldspat. Carierele Derea. 470 poli. Izolinii : 0,5—1—2—3—4 %.

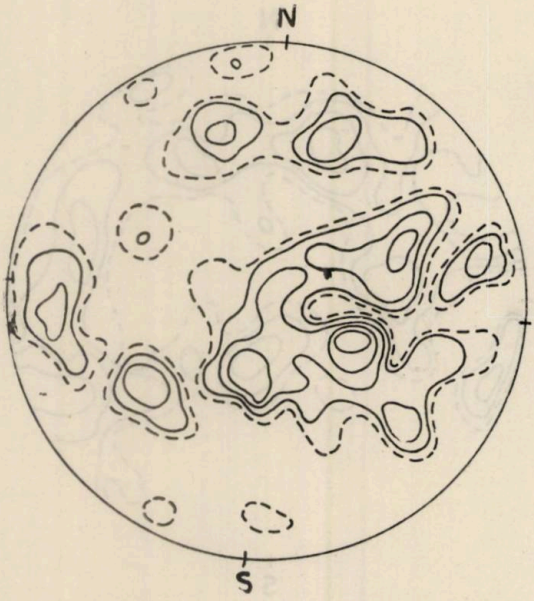


Fig. 23. — Diagrama planelor de clivaj la cristalele de feldspat. Carierele Suluc. 140 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—6 %.

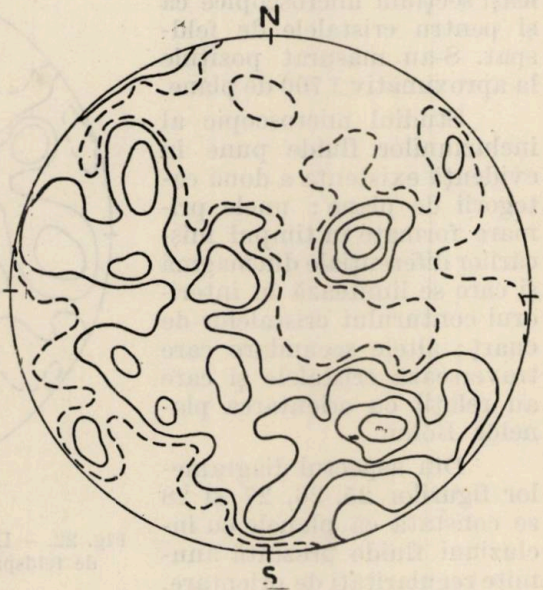


Fig. 24. — Diagrama planelor de clivaj la cristalele de feldspat. Carierele Cheia. 250 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—6 %,

Fig. 2. — Liniațiunea vizibilă pe planele de ,,piodă'' (M_1) și ,,contra bun'' (M_2) pe o probă de granit din Pricopan.

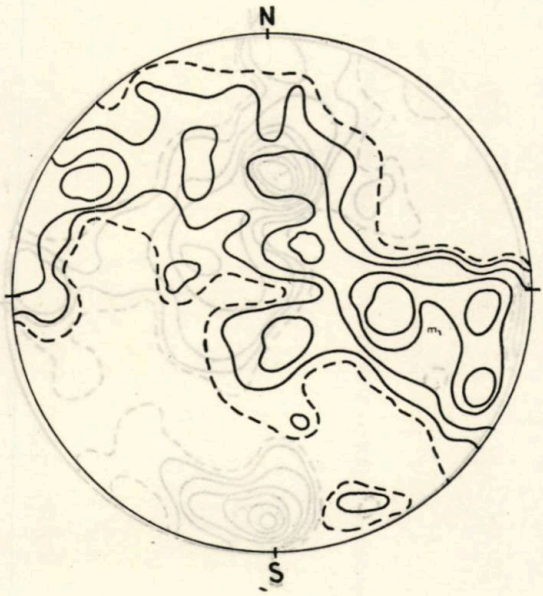


Fig. 25. — Diagrama planelor cu incluziuni fluide. Carierele „La vii". 390 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—6—8 %.

Fig. 26. — Diagrama planelor cu incluziuni fluide. Carierele Derea. 710 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—6—10—14—20 %.

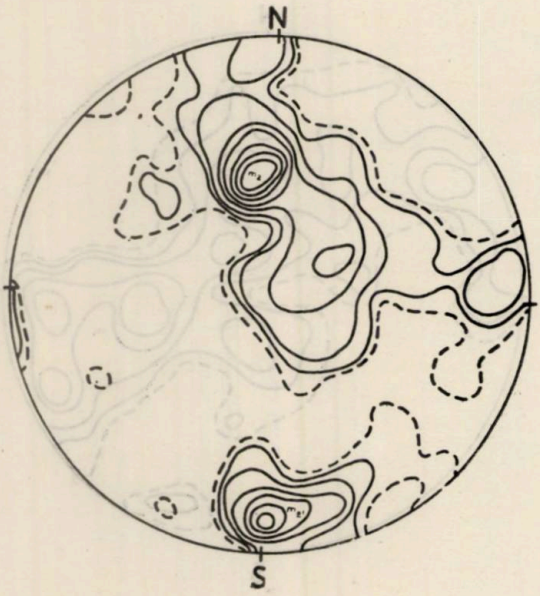


Fig. 27. — Diagrama planelor cu incluziuni fluide. Carierele Suluc. 195 poli. Izolinii: 0,5—1—2—4—6—8—10—15%.

Fig. 28. — Diagrama planelor cu incluziuni fluide.Carierele Cheia. 395 poli. Izolinii: 0,5—1—2—4—6—8—10—15—20 %.

Acestea variază însă în funcție de locul de unde au fost colectate probele.

În diagrama pentru carierele „La vii" este bine conturată o centură orientată VNV—ESE, comparabilă cu aceea din diagrama pentru feldspați. În interiorul ei se găsesc mai multe maxime, între care se remarcă un grup cu o densitate de frecvență de peste 6 % situat în partea estică a centurii. Aceste maxime pot corespunde axei tectonice *c* (m_1), iar centura va fi de tipul *ac*.

Mișcările diferențiale în cazul diagramei de față s-au efectuat într-un plan orientat aproximativ N—S, cu o înclinare față de planul orizontal de circa 60°.

Comparînd poziția axelor tectonice, stabilite pentru planele cu incluziuni, cu diagrama feldspaților, se constată că și cristalele de feldspat au avut o mișcare de rotire în jurul axei tectonice *b*.

Diagrama pentru carierele Derea (fig. 26) are slab individualizată o centură, în schimb posedă un maxim cu o mare densitate de frecvență de peste 20 % (m_2), situat în partea nord-vestică a diagramei. Prezența acestui maxim dă diagramei un caracter de S-Tectonit.

Pentru carierele Suluc (fig. 27) diagrama mai posedă un maxim (m_2') situat în partea sudică. Acesta nu apare în diagramele precedente. Planele cu incluziuni fluide, care iau parte la formarea celor două maxime m_2 și m_2', sînt în legătură cu orientarea unor plane Böhm.

Diagrama din figura 28 reprezintă determinările făcute pentru probe de granit din carierele Cheia. Ea are un singur maxim strîns conturat (m_2') care are o densitate de frecvență de peste 20 %. Acesta reprezintă, în cea mai mare parte, orientarea planelor cu incluziuni fluide secundare. În partea nordică a diagramei cîteva maxime se înșiră după forma unei centuri.

Din examenul diagramelor de mai sus, ca și din studiul microscopic, se constată că la formarea centurilor iau parte mai mult polii la suprafețele cu incluziuni fluide primare, în timp ce maximele m_2 și m_2' sînt în legătură cu orientarea suprafețelor cu incluziuni fluide secundare. Acestea din urmă corespund unor acțiuni tîrziu magmatice produse asupra materialului ajuns în stare rigidă. Maximele m_2 și m_2' coincid cu poziția maximelor pentru planele de crăpăturale M_2 și variantele lui M_2'.

c. *Diagramele planelor de clivaj la biotită.* Analiza microstructurală petrologică a fost extinsă și asupra tuturor cristalelor de biotită, întîlnite, pentru a se vedea în ce raporturi se găsește orientarea ei față de celelalte elemente structurale petrologice.

Diagramele din figurile 29, 30 și 31 reprezintă cîteva măsurători efectuate asupra orientării lamelelor de biotită pentru probele de granit din carierele „La vii", Derea și Cheia. Datorită numărului mic de monocristale din fiecare secțiune care au fost măsurate, diagramele nu au elementele microstructurale bine conturate.

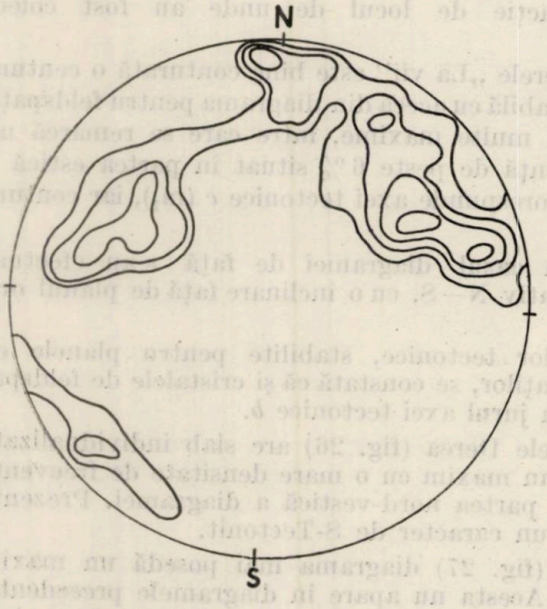


Fig. 29. — Diagrama biotitei. Carierele „La vii". 60 poli. Izolinii : 1—2—4—6 %.

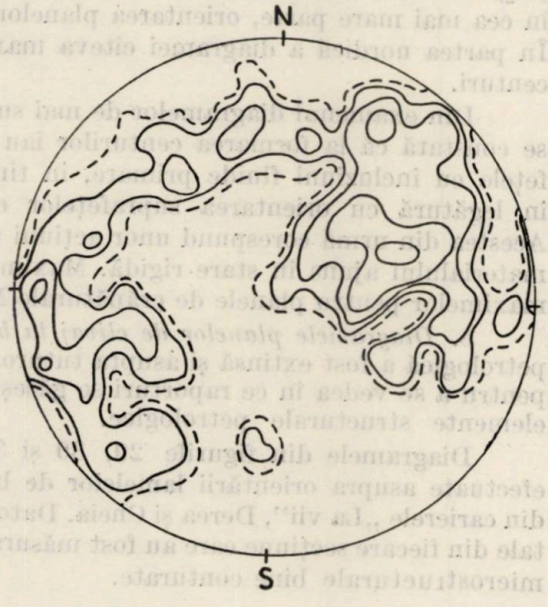


Fig. 30. — Diagrama biotitei. Carierele Derea. 150 poli. Izolinii : 0,5—1—2—4—6 %.

În figura 31, pentru carierele Cheia, apare ceva mai distinctă forma unei centuri orientată NV—SE. În ea se găsește un maxim de frecvență mai mare m_2, corespunzător poziției maximului m_2 din diagrama pentru planele cu incluziuni fluide. După orientarea centurii se poate spune că lamelele de biotită au în mod predominant o poziție transversală pe direcția planelor de crăpături naturale M_1.

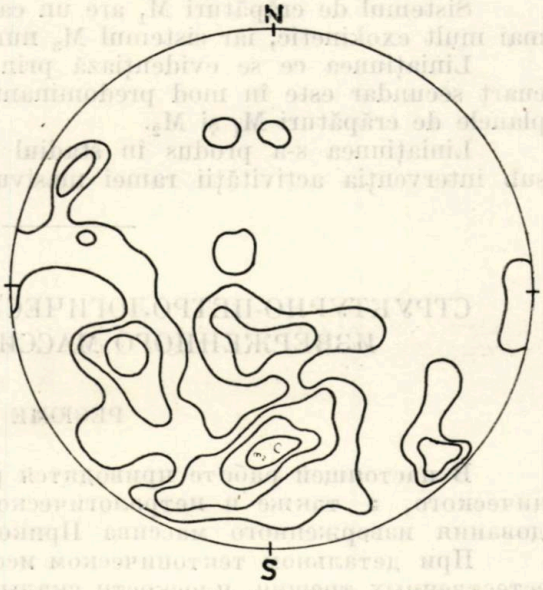


Fig. 31. — Diagrama biotitei. Carierele Cheia. 70 poli. Izolinii : 1—2—4—6 %.

RELAȚII ÎNTRE MICROSTRUCTURA PETROLOGICĂ ȘI TECTONICA DE AMĂNUNT A MASIVULUI

Din compararea celor două serii de diagrame privitoare la sistemele de crăpături naturale și analiza microstructurală petrologică, se recunoaște că sistemul de crăpături M_1, cu direcția aproximativ N—S, este datorit structurii petrologice a rocilor produsă prin mișcarea magmei în timpul intruziunii.

Maximele de frecvență pentru planele de crăpături naturale M_1 își găsesc corespondența în maximele din interiorul centurilor din unele diagrame ale planelor de clivaj la feldspați și ale planelor cu incluziuni fluide, mai ales în acelea pentru partea centrală a masivului.

În ceea ce privește sistemul de crăpături M_2, acesta are echivalent în diagramele cu incluziuni fluide, și anume în maximele m_2 corespunzătoare orientării suprafețelor cu incluziuni fluide secundare formate după consolidarea granitului.

Planele de crăpături M_2 s-au produs într-o etapă tectonică din stadiul final de consolidare a magmei.

Sistemele de crăpături naturale M_1 și M_2, în etapa tectonică mai susamintită, au trecut din stadiul potențial de plane într-o microrețea de crăpături reale, fără a se produce o cataclazare prea înaintată, care a permis apoi circulația soluțiilor. Aceasta a avut ca efect umplerea crăpăturilor orientate cu biotită și cuarț, mai ales pe intersecțiile lor liniare, care a dat apoi granitului caracterul de liniațiune.

În ceea ce privește relațiile între forțele interne ale magmei și forțele externe ale rocilor înconjurătoare, conform indicațiilor date de A. A. P o l k a n o v (8), rezultă că în cazul Masivului Pricopan rama a jucat un rol tectonic mult mai important decît în cazul Masivelor Greci și Iacobdeal.

CONCLUZII

Structura petrologică a Masivului Pricopan este caracterizată prin :

Existenţa a trei sisteme de crăpături naturale M_1, M_2 şi M_3 şi printr-o liniaţiune bine pronunţată.

Sistemul de crăpături M_1 are un caracter endokinetic, sistemul M_2 mai mult exokinetic, iar sistemul M_3 numai exokinetic.

Liniaţiunea ce se evidenţiază prin agregate liniare de biotită şi cuarţ secundar este în mod predominant paralelă cu intersecţia dintre planele de crăpături M_1 şi M_2.

Liniaţiunea s-a produs în stadiul final al consolidării granitului sub intervenţia activităţii ramei masivului.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗВЕРЖЕННОГО МАССИВА ПРИКОПАН

РЕЗЮМЕ

В настоящей работе приводятся результаты детального тектонического, а также и петрологического микроструктурного исследования изверженного массива Прикопан.

При детальном тектоническом исследовании изучались системы естественных трещин, плоскости скалывания и характер линейности гранита.

В Прикопанском массиве развиты три главных системы трещиноватости M_1, M_2 и M_3. Ориентировка систем M_1 и M_2 совпадает с плоскостями раскалывания „пиода" и направлением правильного „контра". На основании сопоставления диаграмм для различных систем трещиноватости с результатами микроструктурного исследования кристаллов полевого шпата, биотита и плоскостей распространения жидких включений в кристаллах кварца устанавливается эндокинетический характер плоскостей трещиноватости M_1. Экзокинетический характер плоскостей M_2 и M_3 образовался после кон-. солидации гранита, под давлением обрамления изучаемого массива

Линейность обусловлена ориентированным расположением агрегатов биотита и вторичного кварца и проходит параллельно плоскости пересечения систем трещиноватости M_1 и M_2. Линейность образовалась в течение конечной стадии консолидации магмы.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Горный массив Прикопан — простирание систем трещиноватости M_1 и M_2.

Рис. 2. — Линейность, наблюдаемая по плоскостям скола „пиода" и направлению правильного „контра" — образец прикопанского гранита.

Рис. 3. — Проекция линейности: ● Частный случай ориентировки плоскостей M_1 и M_2, по которым замерялась линейность: - - -.
Общая ориентировка систем трещиноватости M_1 и M_2: —.

Рис. 4. — Жильные образования Прикопанского массива. △ — аплиты, ● — епидот, ○ — кварц, □ — основные породы.

Рис. 5. — Прикопанский массив — схематическая карта по Д. Джушка.

Рис. 6. — Диаграмма плоскостей трещиноватости Дялул Кея (А). 490 пол. Изолинии(: 0,5—1—2—4—8—12 %.

Рис. 7. — Диаграмма плоскостей трещиноватости Дялул Кея (В). 508 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12 %.

Рис. 8. — Диаграмма плоскостей трещиноватости Дялул Кея (С), 385 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16—20 %.

Рис. 9. — Диаграмма плоскостей трещиноватости Дялул Кея и Дялул Фынтына де Ляк (D). Зона горных хребтов. 610 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—20 %.

Рис. 10. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Зона горных хребтов. Массив Прикопан (Е). 800 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16 %.

Рис. 11. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Карьеры «Ла вий» (F). 320 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16—20 %.

Рис. 12. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Центральный карьер (G). 287 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16—20 %.

Рис. 13. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Карьеры Деря (Н). 430 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16 %.

Рис. 14. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Карьеры Антон (I). 355 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16—20 %.

Рис. 15. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Карьеры Сулук (L) 560 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12 %.

Рис. 16. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Карьеры «1 Мая» (N). 520 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16 %.

Рис. 17. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Карьеры «1 Мая» (О). 620 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16 %.

Рис. 18. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Возв. Карьеры Сулук (S). 292 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16 %.

Рис. 19. — Диаграмма плоскостей трещиноватости. Монтиколе де гранит (М). 154 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—8—12—16—20 %.

Рис. 20. — Суммарная диаграмма плоскотей трещиноватости в массиве Прикопан. 6230 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—6—8—10—12 %.

Рис. 21. — Диаграмма плоскостей спайности в кристаллах полевого шпата. Карьеры «Ла вий». 385 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—6 %.

Рис. 22. — Диаграмма плоскостей спайности в кристаллах полевого шпата. Карьеры Деря. 470 пол. Изолинии: 0,5—1—2—3—4 %.

Рис. 23. — Диаграмма плоскостей спайности в кристаллах полевого шпата Карьеры Сулук. 140 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—6 %.

Рис. 24. — Диаграмма плоскостей спайности в кристаллах полевого шпата. Карьеры Кейя. 250 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—6 %.

Рис. 25. — Диаграмма плоскостей распространения жидких включений. Карьеры «Ла вий». 390 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—6—8 %.

Рис. 26. — Диаграмма плоскостей распространения ,жидких включений Карьеры Деря. 710 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—6—8—10—14—20 %.

Рис. 27. — Диаграмма плоскостей распространения жидких включений. Карьеры Сулук. 195 пол. Изолинии; 0,5—12—4—6—8—10—15 %.

Рис. 28. — Диаграмма плоскостей распространения жидких включений. Карьеры Кейя. 395 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—6—8—10—15—20 %.

Рис. 29. — Диаграмма для биотита. Карьеры «Ла Вий». 60 пол. Изолинии 1—2—4—6 %.

Рис. 30. — Диаграмма для биотита. Карьеры Деря. 150 пол. Изолинии: 0,5—1—2—4—6 %.

Рис. 31. — Диаграмма для биотита. Карьеры Кейя. 70 пол. Изолинии: 1—2—4—6 %.

ÉTUDE ET ANALYSE STRUCTURALE PÉTROLOGIQUE DU MASSIF ÉRUPTIF DE PRICOPAN

RÉSUMÉ

Dans ce travail, les auteurs étudient le massif éruptif de Pricopan tant au point de vue de la tectonique de détail qu'à celui des résultats de l'analyse microstructurale pétrologique.

En ce qui concerne la tectonique de détail, ils ont pris en considération les systèmes de crevasses naturelles, les plans de séparation artificielle et la particularité de linéation du granite.

Dans le massif de Pricopan, trois systèmes de crevasses naturelles — M_1, M_2 et M_3 — sont bien développés. Les systèmes M_1 et M_2 correspondent à l'orientation des plans de séparation artificielle «pioda» (*rift*) et «contra bun». De la comparaison des diagrammes construits pour les systèmes de crevasses avec ceux fournis par l'analyse microstructurale pour les cristaux de feldspath, de biotite et pour les plans à inclusions fluides, des cristaux de quartz, on constate que les plans de crevasses M_1 ont un caractère endocinétique. Les systèmes M_2 et M_3 qui se sont formés après la consolidation du granite, sous l'action du cadre du massif, ont donc un caractère exocinétique.

La linéation apparaît sous forme d'agrégats linéaires de biotite et de quartz secondaire. Elle est parallèle à l'intersection des plans de crevasses naturelles M_1 et M_2. La linéation est apparue à la phase finale de consolidation du magma.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Massif du Pricopan — directions des crevasses naturelles dans les systèmes M_1 et M_2.

Fig. 2. — Linéation visible sur les plans de «pioda» et de «contra bun» sur un échantillon de granite du Pricopan.

Fig. 3. — Projection de la linéation : Un cas particulier d'orientation des plans M_1 et M_2 suivant lesquels on a mesuré la linéation : ..... Orientation générale des systèmes M_1 et M_2 : —.

Fig. 4. — Les filons dans le massif de Pricopan : Δ = aplites ; ● = épidote ; ○ = quartz ; □ = roches basiques.

Fig. 5. — Le massif de Pricopan — esquisse —, d'après D. Giuşcă.

Fig. 6. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Colline de Cheia (*A*). 490 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12%.

Fig. 7. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Colline de Cheia (*B*). 508 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 %.

Fig. 8. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Colline de Cheia (*C*). 385 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16—20%.

Fig. 9. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Collines de Cheia et Fîntîna-de-Leac (*D*), région du sommet. 610 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 —12 — 20 %.

Fig. 10. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Massif du Pricopan (*E*) ; région du sommet. 800 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 —4 — 8 — 12 — 16%.

Fig. 11. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Carrières du lieu dit «La Vii» (*F*). 320 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16 — 20%.

Fig. 12. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Carrières centrales (*G*). 287 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16 — 20 %.

Fig. 13. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Carrières de Derea (*H*). 430 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16 %.

Fig. 14. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Carrières Anton (*I*). 355 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16 — 20 %.

Fig. 15. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Carrières de Suluc (*L*). 560 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 %.

Fig. 16. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Carrières «1 Mai» (*N*). 520 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16 %.

Fig. 17. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Carrières «1Mai» (*O*). 620 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16 %.

Fig. 18. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Carrières de Suluc (*S*). 292 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16 %.

Fig. 19. — Diagramme des plans de crevasses naturelles. Monticules de granit (*M*). 154 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 8 — 12 — 16 — 20 %.

Fig. 20. — Diagramme général des plans de crevasses naturelles. Massif de Pricopan. 6 230 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 6 — 8 — 10 — 12 %.

Fig. 21. — Diagramme des plans de clivage des cristaux de feldspath. Carrières de «La Vii». 335 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 —2 — 4 — 6 %.

Fig. 22. — Diagramme des plans de clivage des cristaux de feldspath. Carrières de Derea. 470 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 3 — 4 %.

Fig. 23. — Diagramme des plans de clivage des cristaux de feldspath. Carrières de Suluc. 140 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 6 %.

Fig. 24. — Diagramme des plans de clivage des cristaux de feldspath. Carrières de Cheia. 250 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 6 %.

Fig. 25. — Diagramme des plans à inclusions fluides : Carrières de «La Vii». 390 pôles Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 6 — 8 %.

Fig. 26. — Diagramme des plans à inclusions fluides, Carrières de Derea. 710 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 6 — 10 — 14 — 20 %.

Fig. 27. — Diagramme des plans à inclusions fluides. Carrières de Suluc. 195 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 6 — 8 — 12 — 15 %.

Fig. 28. — Diagramme des plans à inclusions fluides Carrières de Cheia. 395 pôles. Isolignes : 0,5 — 1 — 2 — 4 — 6 — 8 — 10 — 15 — 20 %.

Fig. 29. — Diagramme de la biotite. Carrières de «La Vii». 60 pôles. Isolignes : 1 — — 2 — 4 — 6 %.

Fig. 30. — Diagramme de la biotite. Carrières de Derea. 150 pôles. Isolignes : 0,5 — — 1 — 2 — 4 — 6 %.

Fig. 31. — Diagramme de la biotite. Carrières de Cheia. 70 pôles. Isolignes : 1 — 2 — 4 — — 6 %.

BIBLIOGRAFIE

1. CLOOS E., *Lineation : a critical review and annotated bibliography*, Geol. Soc. of Amer., 1946, Mem. 18.
2. GIUŞCĂ D., *Massif du Pricopan (Dobrogea)*, An. Inst. geol. Rom., 1933, **XVI** (1931).
3. MURGOCI GH., *Études géologiques dans la Dobrogea du nord*, An. Inst. geol. Rom., 1915, **VI** (1912).
4. ROTMAN D ., *Masivul eruptiv de la Greci*, An. Inst. geol. Rom., 1917, **VII** (1913).
5. SAVUL M., *Contribuţii la petrologia Dobrogei de nord. I. Masivul granitoidic de la Greci*, Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi (serie nouă), 1956, secţia II, **I**, *1*, 243—285.
6. SAVUL M. şi BARBU A., *Relaţii între suprafeţele cu incluziuni fluide din cristalele de cuarţ şi tectonica de amănunt în cazul masivului granitoidic de la Greci*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia geologie-geografie, 1957, **II**, *3—4*, 549—578.
7. — *Semnificaţia petrotectonică a suprafeţelor cu incluziuni fluide din cristalele de cuarţ de origine magmatică*, Stud. şi cercet. geol., 1958, **IV**, *2*, 225—242.
8. * * * *Методическое руководство по геологической съемке и поискам*, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (Вседеи), Москва, 1954. Кап. Н.А. ЕЛИСЕЕВ, *Наблюдения в области развития магматических пород*, 162—197. (Перевод с английского и послесловие Н. Е. Гальдина. Под. ред. Г.Д. Ажгирей, Москва, 1958).

CERCETĂRI PALEOGEOTERMOMETRICE ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI HIDROTERMAL FILONIAN DE LA BAIA-SPRIE

DE

M. SAVUL
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.
şi V. POMÎRLEANU

Comunicare prezentată în şedinţa din 7 februarie 1961

INTRODUCERE

Într-o serie de lucrări anterioare autorii au aplicat legea numerelor mari în cazul determinărilor temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ (7), (10).

Se cunoaşte că aceste temperaturi de omogenizare sînt considerate ca temperaturi aparente de cristalizare a cristalelor de cuarţ, temperatura reală fiind obţinută după anumite corecţii de presiune, corespunzătoare adîncimii la care a cristalizat cuarţul. Astfel G. C. Kennedy (3), luînd în consideraţie presiunea litostatică, a dat o serie de curbe de corecţie în funcţie de adîncime. Corecţiile după aceste curbe corespund unor creşteri de temperatură cu circa 25° pentru fiecare milă adîncime. Recent N. P. Ermakov şi Vl. A. Kaliujnîi (1) au arătat că, în cazul filoanelor hidrotermale, nu intră în joc presiunea litostatică, ci presiunea hidrostatică, deci corecţiile de presiune devin considerabil mai mici.

În determinările geotermometrice, bazate pe omogenizarea incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ, se obţin valori variabile nu numai la diverse cristale ale aceluiaşi zăcămînt, dar chiar şi pentru diversele incluziuni ale aceluiaşi cristal. Pentru unele cazuri particulare, la cristale din adîncimi mai mari, se obţin valori mai mici decît pentru altele de la nivele superioare ale aceluiaşi zăcămînt, deci în mod aparent invers decît ar fi normal.

Autorii au arătat că dacă nu se iau în consideraţie cazurile particulare, ci se aplică legea numerelor mari, atunci se constată că există o deplină

concordanţă de variaţie între valorile statistice şi adîncimile aceluiaşi zăcămînt. Astfel autorii au arătat că în cazul zăcămîntului de la Herja, temperatura creşte cu adîncimea, putîndu-se chiar determina gradientul geotermic al soluţiilor mineralizante, care în acest caz este de 6,5°/100 m (7).

În mod analog, în lucrarea de faţă autorii au căutat să determine temperaturile de cristalizare a cuarţului din filonul principal din renumitul zăcămînt de la Baia-Sprie. Acest zăcămînt a făcut în trecut obiectul a numeroase studii mineralogice, cristalografice şi genetice.

În afară de lucrările mai vechi, între care şi aceea a lui M. Pálfy (5), citäm o serie de lucrări mai noi cum sînt acelea datorite cercetătorilor Dan Giuşcă (2), L. Tokody (13), V. Manilici şi N. Lupei (4), M. Paucă (6), V. Manilici[1]), C. Superceanu (11), (12), L. Tokody, T. Mandy, S. Nemeş-Varga (14) şi L. Tokody (15). Menţionăm cu această ocazie că C. Superceanu (11) s-a ocupat de variaţia paragenezei pe verticală, arătînd că porţiunea de zăcămînt de la suprafaţă pînă la orizontul IX aparţine unei zone epitermale, orizontul X aparţine unei zone de trecere epi-mezotermale, iar orizonturile XI, XII şi XIII sînt mezotermale.

Autorii, în lucrarea de faţă, au căutat să aducă o contribuţie nouă, prin determinarea condiţiilor de temperatură de formare a cuarţului din filonul principal, precum şi a variaţiei acestor temperaturi pe verticală.

PARTEA EXPERIMENTALĂ

Locurile de colectare din interiorul minei se găsesc înşirate în apropiere de verticala ce trece prin gura minei, pe cînd locurile din aflorimentele de la exterior, cu valori pozitive ale altitudinii relative nu se găsesc pe aceeaşi verticală, ci sînt decalate spre vest, după linia de intersecţie a planului filonului cu suprafaţa terenului.

Pentru determinările de temperatură de omogenizare s-au întrebuinţat incluziunile primare din cristalele de cuarţ. S-au făcut 750 de determinări pe un număr de 49 de cristale provenite din locuri de la diverse altitudini pe o diferenţă de nivel de 643 m, începînd cu aflorimentele vechilor exploatări de la suprafaţă (Dealul Minei) şi pînă la orizontul XIII inclusiv.

Aparatura utilizată de noi, descrisă de V. Pomîrleanu (8), permite determinări ale temperaturii de omogenizare cu o precizie pînă la jumătate de grad centigrad. Funcţionarea acestei aparaturi este însă limitată de temperatura de fierbere a lichidului de încălzire. În cazul cercetărilor noastre a fost utilizat uleiul de parafină cu care se pot face determinări pînă la circa 280°.

Pentru omogenizările care s-au produs la temperaturi mai ridicate s-a utilizat un alt dispozitiv, confecţionat de noi, cu încălzire în aer, care permite a se efectua măsurători pînă la 370°.

Din datele experimentale se constată că temperatura de omogenizare poate varia pentru diversele incluziuni ale aceluiaşi cristal. Această

[1]) V. Manilici, *Raport geologic asupra sectorului minier Baia-Sprie* (manuscris), 1957.

variație are uneori o distribuție zonară. Astfel într-un cristal de cuarț din aflorimentul din Dealul Minei, la o altitudine relativă de 248 m deasupra gurii minei, se recunosc trei zone de creștere cu temperaturi ce variază între următoarele limite (fig. 1): 215—203° pentru zona I (centrală), 210—183° pentru zona II (mediană) și 187 — 178° pentru zona III (marginală).

Se recunoaște deci o scădere a temperaturii o dată cu creșterea cristalului. Datele experimentale pentru acest cristal sînt trecute în tabelul nr. 1.

Din datele experimentale obținute pe diverse cristale de cuarț ale unui același afloriment sau orizont, s-au construit histograme de frecvență. Astfel în figura 2 este dată histograma pentru cristalele de cuarț de la orizontul VII, construită cu ajutorul a 61 de determinări. În aceeași diagramă sînt redate separat histogramele pentru fiecare din cele două cristale întrebuințate, precum și o histogramă de însumare a lor.

Ca și în multe alte cazuri, se recunoaște și aici că pot exista oarecare diferențe de la cristal la cristal, dar că în general frecvența maximă de temperatură este cam aceeași, dacă cristalizarea s-a făcut în aceleași condiții. Dacă însă la mai multe cristale condițiile locale de circulație a soluției au determinat o decalare în timp a începutului și sfîrșitului de cristalizare a diverșilor indivizi, atunci histogramele parțiale pot fi decalate în cuprinsul anumitor limite date de către histogramele de însumare.

În tabelul nr. 2 sînt trecute datele experimentale obținute pentru cristalele cercetate din cuprinsul filonului principal.

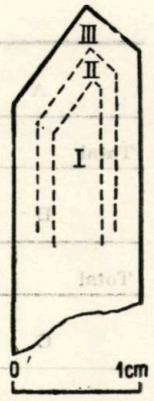


Fig. 1. — Distribuția zonară a temperaturilor de omogenizare ale incluziunilor fluide dintr-un cristal de cuarț din zăcămîntul de la Baia-Sprie.

Pentru compararea histogramelor obținute pe cristale de la diverse adîncimi, s-au construit curbe de frecvență calculate la 100 de cazuri care s-au trecut într-o aceeași diagramă generală (fig. 3). Din tabelul nr. 2

Tabelul nr. 1

Date experimentale privind scăderea temperaturii de omogenizare (T°h) a incluziunilor fluide

Zona	Nc*)	T°h	Zona	Nc	T°h	Zona	Nc	T°h
	157(1)	215		157(1)	203	II	157(1)	197
	,,	213	I	,,	207		,,	183
	,,	206		,,	206		,,	188
	,,	208		,,	183		,,	182
	,,	210		,,	208		,,	183
I	,,	202		,,	205	III	,,	186
	,,	203	II	,,	209		,,	187
	,,	210		,,	210		,,	184
	,,	208		,,	197		,,	183
	,,	210		,,	214		,,	184
	,,	204		,,	188		,,	178

*) Nc = numărul de ordine al cristalului

Tabelul nr. 2

Distribuţia temperaturii de omogenizare pe cristale şi orizonturi

Localizare	Nd*)	Nc	Media aritmetică	Limitele de temperatură			Maximul de frecvenţă °C
				inferioară °C	superioară °C	diferenţa °C	
A	18	159 (1)		185	215	30	
	22	159 (2)		188	215	27	
Total	40		200,8	185	215	30	200—205
B	45	158 (1)		178	222	44	
	13	158 (2)		193	216	33	
Total	58		204,0	178	222	44	200—215
C	33	157 (1)		178	215	37	
	20	157 (2)		185	225	40	
Total	53		204,0	178	225	47	180—185 205—210
D	37	155 (1)	217,0	186	235	49	215—220
Orizontul IV	18	64 (1)		223	257	44	
	16	64 (3)		236	257	21	
	11	64 (5)		240	256	16	
	10	64 (6)		254	269	15	
Total	55		245,0	223	269	46	240—245
Orizontul VII	36	70 (1)		236	272	36	
	25	70 (2)		241	271	30	
Total	61		262,0	236	272	36	255—260
Orizontul IX	6	71 (1)		255	270	15	
	28	73 (1)		254	275	21	
	38	73 (2)		250	272	22	
Total	72		264,0	250	275	25	265—270
Orizontul X	5	77 (1)	264	256	270	14	
	5	77 (2)	255,4	237	268	31	
	3	76 (2)	257,6	247	276	29	
	3	79 (1)	259,6	256	267	11	
	10	262 (2)	255,5	244	266	22	
	26	265 (1)	253	234	271	37	
	17	265 (2)	257,9	238	276	38	
Total	69		256,0	234	276	42	255—260

Localizare	Nd*)	Nc	Media aritmetică	Limitele de temperatură			Maximul de frecvență °C
				inferioară °C	superioară °C	diferența °C	
Orizontul X intermediar	10	80 (1)	219	208	236	28	
	15	84 (1)	273	257	286	29	
	15	86 (1)	265	254	314	60	
Orizontul XI	22	96 (1)	273	262	292	30	
	15	99 (1)	269,7	259	286	27	
	9	101 (1)	273,5	261	285	24	
	10	270 (1)	280,3	263	293	30	
	27	268 (1)	269,9	261	295	34	
Total	83		272,3	259	295	36	270—275
Orizontul XII	8	103 (1)	254,6	252	267	15	
	7	104 (1)	274	273	276	3	
	10	107 (1)	283,3	279	286	7	
	4	107 (2)	282,7	278	286	8	
	24	271 (1)	279,6	276	279	3	
	23	272 (1)	283,9	279	292	13	
	6	272 (2)	283,5	282	286	4	
	9	273 (1)	277,3	265	283	18	
	8	278 (1)	277,5	276	279	3	
Total	99		278,5	252	292	40	280—285
Orizontul XIII	3	88 (1)	304,4	301	309	8	
	11	89 (1)	299	277	314	37	
	6	89 (2)	260	255	263	8	
	7	92 (1)	284	266	295	29	
	5	92 (2)	301,4	270	316	46	
	13	92 (3)	300,3	284	312	28	
	22	93 (1)	300,6	292	311	19	
	11	288 (1)	299	296	305	9	
	5	288 (3)	305	299	309	10	
Total	83		296,3	255	316	61	300—305

*) Nd = numărul determinărilor

și din diagramă se constată că atît maximele de frecvență ale temperaturilor, mediile aritmetice cît și limitele de variație cresc în mod regulat cu creșterea adîncimii locului de colectare.

În același timp se recunoaște că limitele de variație de temperatură, începînd din aflorimentele de pe Dealul Minei și pînă la orizontul XIII, variază între 180 și 316°.

O altă reprezentare a variației temperaturii este dată în diagrama din figura 4.

Pe abscisă sînt date variațiile de altitudine relativă în raport cu altitudinea de reper a gurii minei, iar pe ordonată sînt trecute, după histo-

gramele parţiale, limitele de variaţie, zona de maximum de frecvenţă şi media aritmetică a temperaturilor de omogenizare.

Din această diagramă se recunoaşte o netă creştere a temperaturii cu adîncimea. Înclinarea curbelor de maximum de frecvenţă sau a mediei aritmetice arată gradientul geotermic, dat prin relaţia $\frac{\text{diferenţa de temperatură}}{\text{diferenţa de adîncime}}$, exprimat de obicei prin diferenţa de temperatură corespunzătoare la 100 m diferenţă de nivel.

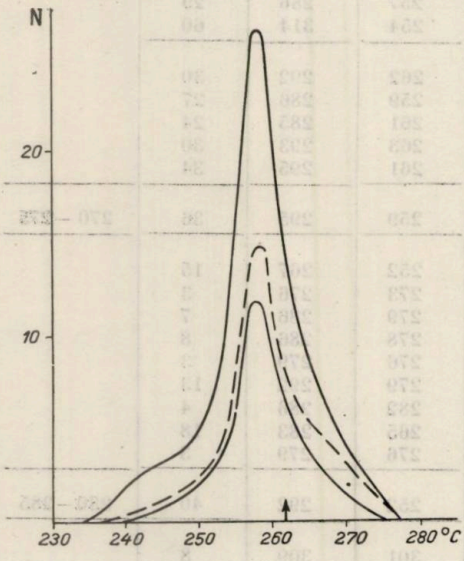


Fig. 2. — Histograma pentru temperaturile de omogenizare ale incluziunilor fluide din unele cristale de cuarţ de la orizontul VII.

Se constată că începînd de la altitudinea de +47 m şi pînă la orizontul IX, diagrama arată un gradient aproape constant, dar pentru aflorimentele mai îndepărtate spre vest de linia verticală menţionată, gradientul se modifică. Acest fapt poate fi interpretat ca fiind datorit unor suprafeţe izotermice ale spaţiului de circulaţie a soluţiei mineralizante, care nu sînt orizontale şi au un gradient mai mic la vest de gura minei.

Menţionăm cu această ocazie că în legătură cu variaţia parageneză, cu adîncimea, C. Superceanu (11), (12) a arătat că începînd de la orizontul XII apar parageneze cu scheelit şi wolframit. Acest fapt este acum explicat de către curbele diagramei care indică pentru orizontul XII, sau mai adînci, temperaturi ce ajung şi trec de 300°.

Din datele experimentale obţinute pentru diverse orizonturi ale filonului de la Baia-Sprie se poate calcula gradientul geotermic al soluţiei mineralizante. Astfel între altitudinile relative de +47 şi −191 m, pentru care corespunde o diferenţă de temperatură de 47°, se calculează un gradient geotermic de 19°/100 m. Treapta geotermică este de 5,6 m/1°.

CONCLUZII

Din examinarea tabelelor şi a diagramelor, rezultă:

1. În interiorul minei, pe linia de înclinare a filonului, maximul de frecvenţă, media aritmetică şi valorile limite ale temperaturilor cresc cu adîncimea.

2. Cristalizarea cuarţului a început o dată cu temperaturile mai ridicate, apoi temperatura a scăzut pe măsura creşterii cristalului.

3. Ducînd în diagrama din figura 4 o dreaptă orizontală, cu ordonata de 240°, rezultă că această temperatură apare la diverse orizonturi ale

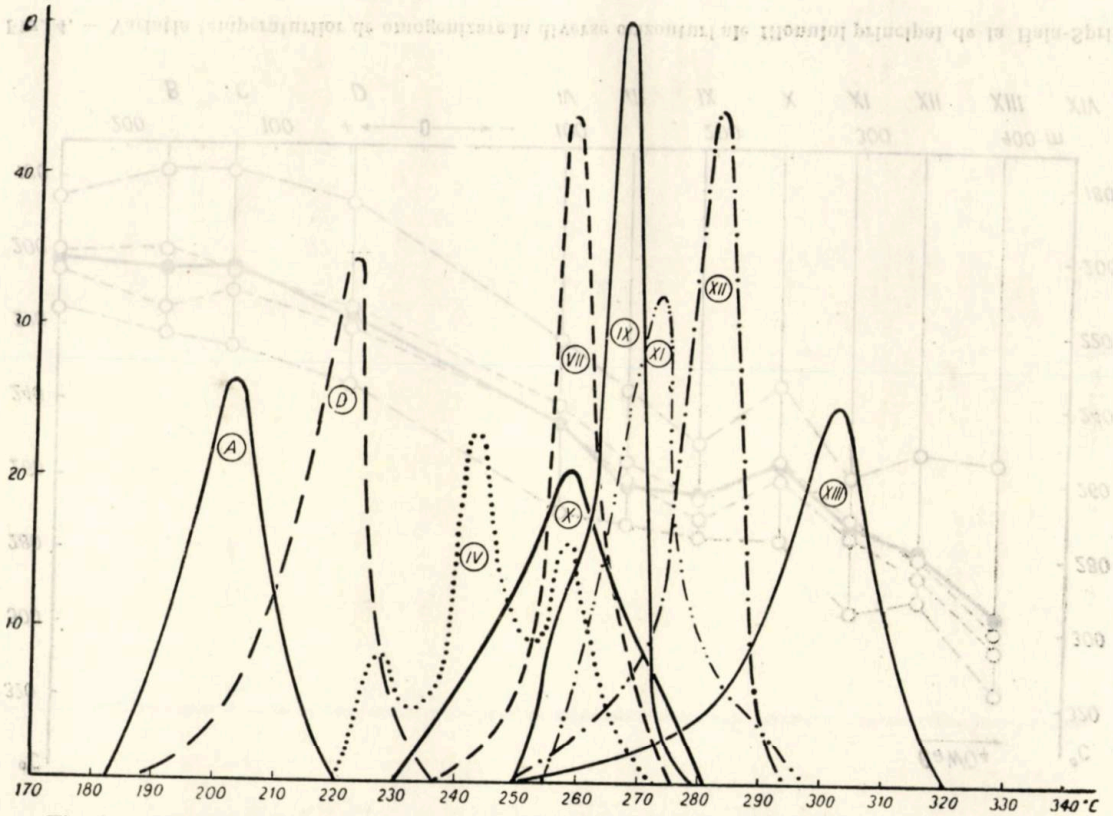


Fig. 3. — Curbele de frecvenţă pentru diverse adîncimi ale filonului principal de la Baia-Sprie.

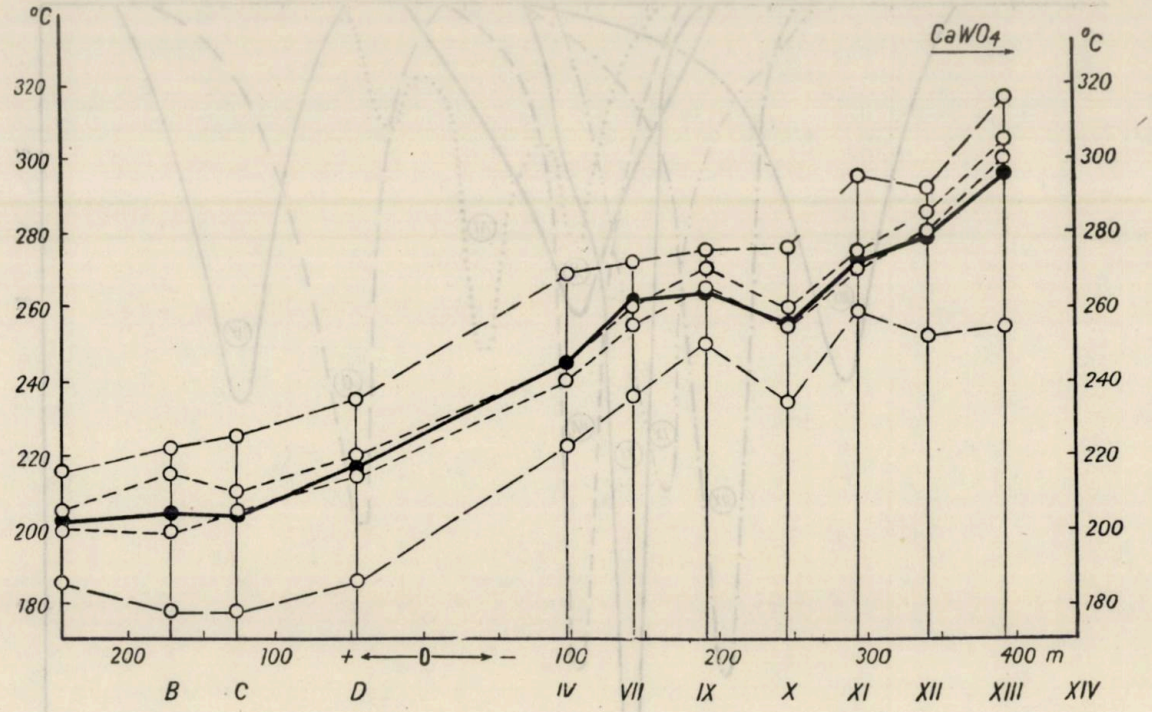


Fig. 4. — Variația temperaturilor de omogenizare la diverse orizonturi ale filonului principal de la Baia-Sprie.

minei, dar maximul de frecvență al acestei temperaturi se înregistrează numai în cuprinsul unor anumite orizonturi.

Deci o aceeași parageneză, corespunzătoare unei anumite temperaturi de formare, o putem întîlni în mai multe orizonturi, dar maximul de frecvență se va afla la o anumită adîncime, dacă celelalte condiții locale sînt aceleași. Astfel este cazul pentru scheelit care începe să apară de la orizontul XII în jos.

4. Dacă ducem în aceeași diagramă o verticală, corespunzătoare unei anumite adîncimi, se constată că la acest orizont maximul de frecvență este fix, iar temperaturile pentru cazurile particulare variază între anumite limite. Rezultă deci că într-un același orizont putem întîlni parageneze variabile corespunzătoare unor temperaturi diferite de formare. Astfel se pot întîlni chiar parageneze epi-mezotermale.

5. Mediile temperaturilor aparente sînt superioare celor așteptate conform paragenezelor cunoscute la diverse adîncimi. Dacă se iau în considerare și eventualele corecții de presiune, ele apar și mai crescute.

6. Gradientul geotermic al soluției, calculat pe o adîncime de 443 m, este de 15,6°/100 m (după temperatura medie) și de 19,18°/100 m (după maximul de frecvență). Avînd în vedere diferența de nivel, de 443 m, și considerînd presiunea hidrostatică rezultă că, corecția de presiune este aproape neînsemnată. Treapta geotermică a soluției este de 6,4 m/1° (după temperatura medie) și de 5,2 m/1° (după maximul de frecvență). Gradientul geotermic, relativ mare, s-ar putea explica prin diferența de temperatură între soluție și roca vecină, prin apartenența soluției termale unei mase subvulcanice și printr-o pierdere repede de căldură (deci și de presiune) produsă de un acoperiș relativ mai mic decît în cazul unor soluții legate de mase eruptive de adîncime. Pierderea lentă sau rapidă de căldură este un criteriu de seamă în modificarea de către I. D. Ridge (9) a clasificării lui W. Lindgren, în ceea ce privește zăcămintele hidrotermale.

ПАЛЕОГЕОТЕРМОМЕТРИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЖИЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ БАЯ-СПРИЕ

РЕЗЮМЕ

Определение температуры кристаллизации кварца, развитого в жильных образованиях месторождения Бая-Сприе, производилось методом гомогенизации различных фаз жидких включений, с применением статистического метода больших чисел.

В результате проведенных исследований установлено, что среднее арифметическое, максимальная частота повторения и крайние значения температур почти равномерно возрастают с глубиной. Так например, средняя температура колеблется между 200 и 296,3°С.

Температурными вариациями объясняется изменение парагенетических отношений на глубине и образование шеелита и вольфрамита на нижних горизонтах.

Геотермический градиент раствора, подсчитанный до глубины 443 м, равняется 15,6°С/100 м — для средней температуры и 19,2°С/100 м — для наиболее частой.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Зональное распределение температур гомогенизации жидких включений в кристалле кварца. Месторождение Бая-Сприе.

Рис. 2. — Гистограмма температур гомогенизации жидких включений в кристаллах кварца, собранных на VII горизонте.

Рис. 3. — Кривые частоты повторяемости для различных глубин. Главная жила месторождения Бая-Сприе.

Рис. 4. — Вариация гомогенизационных температур на различных горизонтах. Главная жила месторождения Бая-Сприе.

RECHERCHES PALÉO-GÉO-THERMOMÉTRIQUES SUR LE GISEMENT HYDROTHERMAL FILONIEN DE BAIA-SPRIE

RÉSUMÉ

Les températures de cristallisation du quartz du gisement ont été déterminées suivant la méthode de l'homogénéisation des phases fluides des inclusions et en appliquant la méthode statistique des grands nombres.

On a constaté que la moyenne arithmétique, le maximum de fréquence et les valeurs-limites des températures croissent presque régulièrement avec la profondeur. Ainsi, par exemple, la température moyenne se trouve entre 200 et 296,3°C. Les variations de la température expliquent les variations de la paragénèse dans le gisement, en raison de la profondeur, ainsi que l'apparition de la scheelite et de la wolframite dans les horizons inférieurs.

Le gradient géothermique de la solution, calculé sur une profondeur de 443 m, est de 15,6°C/100 m, pour la température moyenne, et de 19,2°C/ /100 m, pour le maximum de fréquence.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Distribution, par zones, des températures d'homogénéisation des inclusions fluides d'un cristal de quartz du gisement de Baia-Sprie.

Fig. 2. — Histogramme des températures d'homogénéisation des inclusions fluides de certains cristaux de quartz, de l'horizon VII.

Fig. 3. — Courbes de fréquence, pour diverses profondeurs, du filon principal de Baia-Sprie.

Fig. 4. — Variation des températures d'homogénéisation, dans les divers horizons du filon principal de Baia-Sprie.

BIBLIOGRAFIE

1. ЕРМАКОВ Н.П. и КАЛЮЖНЫЙ В. А., *О возможности выявления истинных температур минералообразующих растворов*, Труды ВНИИП, 1957, **I**, 2.
2. GIUȘCĂ DAN, *Sur quelques minéraux de Transylvanie. Barytine de Baia-Sprie (Felsöbanya)*, Bull. Sci. Acad. Roum., XII-e année, 1929, *6*, 10—17.
3. KENNEDY G. C., *„Pneumatolysis" and the liquid inclusions method of geologic thermometry*, Econ. Geol., 1950, **45**, 533—547.
4. MĂNILICI V. și LUPEI N., *Studiul geologic al sectorului Baia Sprie — Capnic (reg. Baia Mare)*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
5. PÁLFY M., *Die montangeologischen Verhältnisse von Nagybánya, Borpatak, Felsöbánya und Kisbánya*, Ibr. d. kg. Ung. Geol. Anst., 1915.
6. PAUCĂ M., *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX** (1951—1952).
7. POMÎRLEANU V., *Cercetări experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuarț din zăcămîntul de la Herja (reg. Baia Mare)*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția geologie-geografie, 1957, **II**, *3—4*.
8. — *Dispozitiv pentru determinarea temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide din minerale*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, seria șt. nat., 1959, **V**.
9. RIDGE I. D., *Selected bibliographies of hydrothermal and magmatic mineral deposits*, The Geological Survey of America, 1958, Mem. 75.
10. САВУЛ М.А. и ПОМЫРЛЯНУ В.В., *О статистическом методе определения температуры гомогенизации жидких включений*, Геохимия, 1958, *3*.
11. SUPERCEANU C., *Contribuțiuni la paragenezele scheelitului și wolframitului din zăcămîntul de minereuri complexe de la Baia Sprie*, Revista Minelor, 1957, *9*, 399—404.
12. — *Neue Scheelitvorkommen in der Erzlagerstätte von Baia Sprie (Felsöbánya), Nordsiebenbürgen*, Neues Jb. Min. Mh. 1957, *7/8*, 165—173.
13. TOKODY L., *Quarz von Felsöbánya (Baia Sprie)*, Zeitschr. f. Krist., 1938, **99**, 5 €—€0.
14. TOKODY L., MANDY T. u. NEMEȘ-VARGA S., *Gorceixit von Felsöbánya (Baia Sprie)*, Neues Jh. Min. Mh., 1957, **12**, 255—263.
15. TOKODY L., *Quarzkristalle aus dem Gutingebirge*, Acta mineralogica-petrographica, 1958, **XI**, 43—49.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA CARACTERELOR CHIMICE ALE ROCILOR VULCANICE TINERE DE LA INTERIORUL ARCULUI CARPATIC

DE

DAN P. RĂDULESCU

Comunicare prezentată de M. SAVUL *membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 13 ianuarie 1960*

Deși studiul chimic al rocilor reprezintă unul din principalele elemente necesare pentru cunoașterea unei provincii magmatice, această operație nu a fost executată în mod satisfăcător, pînă acum, decît pentru un foarte redus număr de asemenea domenii. Provincia magmatică neogenă de la interiorul arcului carpatic se găsește tocmai într-o asemenea situație de incompletă cunoaștere.

Activitatea vulcanică desfășurată la interiorul arcului carpatic în timpul neogenului s-a prelungit, în aspecte de slabă intensitate, pînă în cuaternar ; ea a afectat suprafețe foarte întinse, dar centrul său de greutate se găsește în Transilvania ale cărei formațiuni mineralogice, petrografice și metalogenetice sînt renumite în întreaga literatură de specialitate. O bună cunoaștere a situației din această regiune este deci indispensabilă pentru sesizarea trăsăturilor caracteristice întregii provincii.

Apartenența la o provincie magmatică unică a produselor vulcanice tinere care constituie marginea internă a lanțului carpatic a fost de multă vreme recunoscută. Numeroși autori (7), (27), (32), (46) au încercat să-i definească caracterele chimice ; unii dintre ei au întîmpinat dificultăți în adunarea rezultatelor analizelor chimice — publicate, uneori în periodice puțin răspîndite ; alții, datorită lipsei unor cunoștințe suficiente asupra geologiei regiunilor respective, au inclus în asemenea considerații roci complet străine (unele bazalte din Banat, spre exemplu).

Dat fiind faptul că în ultimii 15 ani, foarte numeroase roci vulcanice tinere de pe teritoriul țării noastre au fost supuse analizei chimice, mate-

rialul ce poate fi interpretat a crescut în mod îmbucurător; se poate aborda, în acest moment, studiul chimic al produselor vulcanismului neogen şi cuaternar din ţara noastră cu speranţa ca datele obţinute să poată fi utilizate pentru obţinerea unei imagini corecte şi fidele a întregii provincii magmatice din care acestea fac parte.

PRODUSELE VULCANISMULUI TÎNĂR ÎN R. P. ROMÎNĂ

Produsele vulcanismului neogen şi cuaternar pe teritoriul ţării noastre pot fi grupate în :

a) curgeri de lave şi piroclastite grosiere, care alcătuiesc marginea internă a arcului carpatic şi o parte din Munţii Apuseni, şi

b) cinerite, care apar intercalate în depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei şi de la exteriorul Carpaţilor.

Orizontul cineritelor „de Dej" — considerat a reprezenta partea inferioară a mediteranului II (2) — constituie prima indicaţie asupra activităţii vulcanice neogene. Acest moment de activitate n-a fost încă identificat la periferia bazinului; aici, cele mai vechi produse vulcanice corespund limitei helveţian-tortonian în Munţii Apuseni (Munţii Metaliferi) şi tortonianului în Munţii Gutîi. Cu momente de paroxism sau de relativă linişte, activitatea vulcanică se desfăşoară în cursul mediteranului II şi apoi în pliocen. În Munţii Gutîi există indicaţii asupra continuităţii ei cel puţin pînă la sfîrşitul ponţianului, iar în Munţii Apuseni pînă în pliocenul superior. În Munţii Călimani—Harghita, mult mai puţin erodaţi, sînt vizibile numai produsele cele mai tinere; cea mai mare parte a rocilor sînt mai recente decît dacianul, corespund deci levantinului şi, probabil, cuaternarului inferior. În mod sigur cuaternare, cele mai tinere produse vulcanice pe teritoriul ţării noastre, sînt bazaltele de la Lucareţ (Banat).

CONSIDERAŢII GENERALE ASUPRA MATERIALULUI UTILIZAT

Cele 128 de analize care sînt comentate în continuare cuprind toate tipurile de roci vulcanice tinere cunoscute în R. P. Romînă. Fiecare regiune este reprezentată printr-un număr de analize care corespunde, în general, importanţei participării acesteia la alcătuirea provinciei magmatice intern carpatice.

În literatura geologică romînă şi străină — austriacă şi maghiară, aproape în toate cazurile — şi în arhivele Comitetului geologic din Bucureşti[1]) au fost găsite 177 de analize chimice (şi, de asemenea, parametrii Niggli pentru 4 roci ale căror analize nu le-am putut obţine); 49 dintre

[1]) În materialul din aceste arhive a fost găsit nu numai un număr de analize încă nepublicate, dar şi rezultatele originale ale unor analize apărute, uneori, cu erori în publicaţiile mai recente.

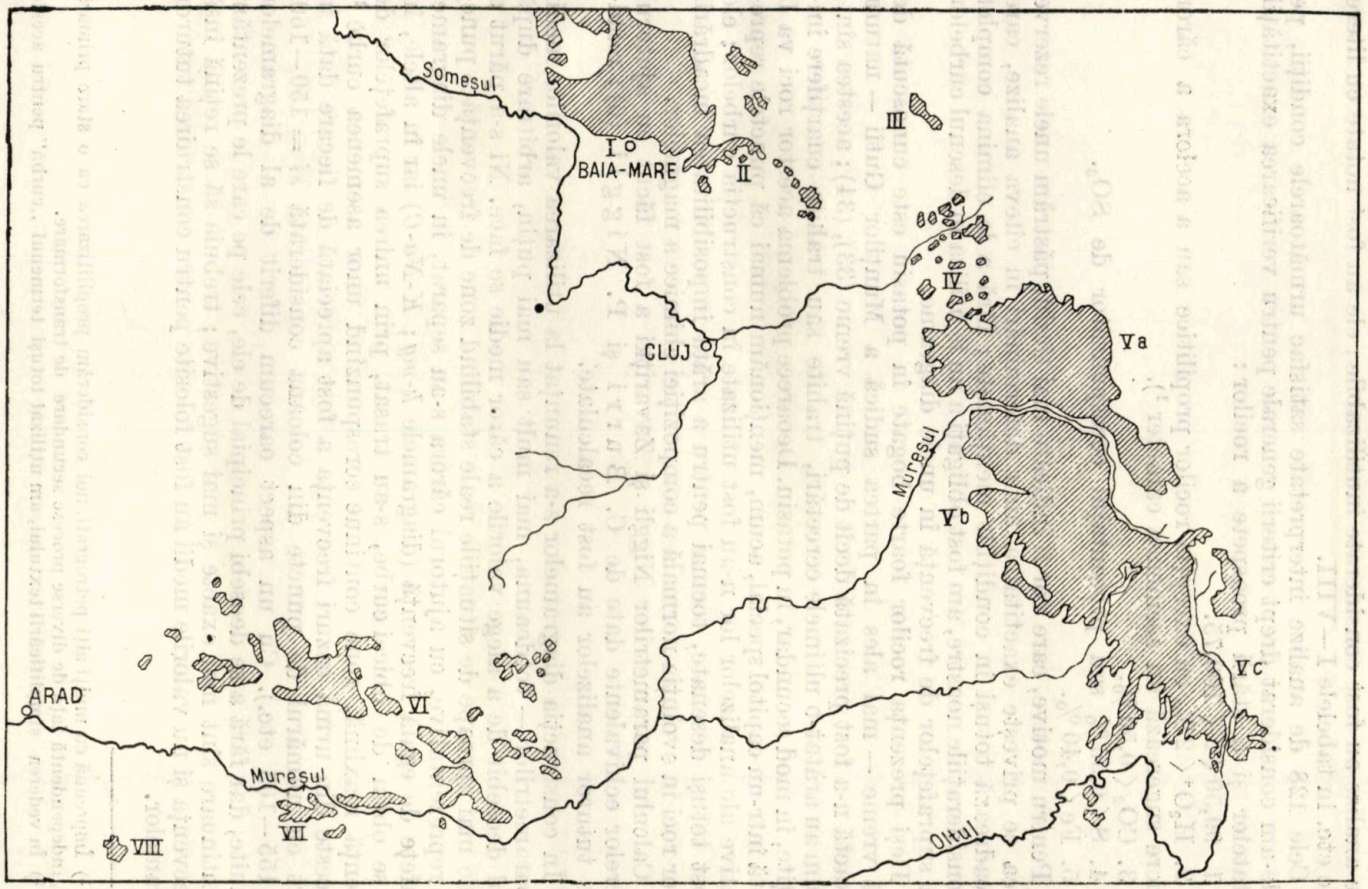


Fig. 1. — Regiunile cu vulcanism neogen şi cuaternar de la interiorul arcului carpatic. Cifrele corespund tabelelor de analize chimice, parametrii Niggli şi Zavariţki.

aceste analize au fost considerate inutilizabile ; ele au fost notate cu litere a, b, c etc. în tabelele I—VIII.

Cele 128 de analize interpretate satisfac următoarele condiții, pe care le-am considerat drept criterii generale pentru verificarea exactității rezultatelor și a stării proaspete a rocilor :

1. $99{,}50 < \Sigma < 100{,}75$.
2. $H_2O^+ < 2\,\%$, cu excepția rocilor propilitice sau a acelora a căror descriere sugerează un asemenea caracter [1]).
3. $CO_2 < 0{,}50\,\%$.
4. $S < 0{,}50\,\%$ sau procentajul corespunzător de SO_3.
5. $Fe < 0{,}40\,\%$.

Pentru motive, care vor fi indicate mai tîrziu, păstrăm unele rezerve în ceea ce privește exactitatea unor determinări în cîteva analize, care se încadrează totuși în condițiile menționate ; fără a le elimina complet din considerațiile noastre, am fost obligați a nu le utiliza în desenul curbelor sau a suprafețelor de frecvență în unele diagrame.

Deși prezența rocilor foarte bogate în potasiu este cunoscută de multă vreme — mai ales în partea sudică a Munților Gutîi — natura lor exactă n-a fost precizată decît de puțină vreme (33), (34) ; acestea sînt, așa cum au arătat-o ultimele cercetări, trahite sau trahite cuarțifere îmbogățite, în mod secundar, în potasiu. Deoarece problema acestor roci va fi tratată într-un capitol special, acum, menționăm numai că punctele reprezentative ale analizelor lor n-au fost utilizate în construcția curbelor ; ele au fost totuși desenate, tocmai pentru a arăta imposibilitatea încadrării acestor roci în evoluția normală a compoziției chimice a magmelor.

Calculul parametrilor Niggli și Zavariţki a fost făcut cu ajutorul numerelor echivalente date de C. Burri și P. Niggli (6) ; rezultatele tuturor analizelor au fost recalculate.

În construcția diagramelor s-a renunțat la utilizarea valorilor medii ale parametrilor — totdeauna, mai mult sau mai puțin, arbitrare după modul deosebit de a alege valorile a căror medie se face. Ni s-a părut a rămîne mai aproape de situațiile reale stabilind zone de frecvență a punctelor reprezentative, cu ajutorul cărora s-au separat, în unele diagrame, suprafețe de egală frecvență (diagramele *k-mg* ; *K-Na-C*) iar în altele, în care se obțin de obicei curbe, s-au trasat, prin unirea suprafețelor de frecvență maximă, zone continue corespunzînd unor asemenea curbe [2]) (în aceste din urmă cazuri frecvența a fost apreciată de fiecare dată în raport cu numărul de puncte din coloana considerată *si* = 150—160, *si* = 155—165 etc.). Cu un aspect oarecum diferit de al diagramelor obișnuite, dar fără a se deosebi principial de ele, cele pe care le prezentăm în continuare sînt mai exacte și mai sugestive ; trebuie să se rețină însă că frecvența și nu valorile medii au fost folosite pentru construirea tuturor diagramelor.

---

[1]) Împreună cu mulți alți petrografi, noi considerăm propilitizarea ca o stare primară a rocii, independentă față de diverse procese secundare de transformare.

[2]) În vederea simplificării textului, am utilizat totuși termenul „curbă" pentru aceste zone.

DISCUȚIA DIAGRAMELOR

Frecvența valorilor SiO_2. Așa cum arată curba frecvenței valorilor SiO_2 (fig. 2) numai 1/10 din intervalul $47\% < SiO_2 < 78\%$ (limitele între care se plasează toate analizele) este lipsit de reprezentanți; în mai mult de 1/3 din acest interval frecvența valorilor este de cel puțin 4%, ceea ce reprezintă aproape jumătate din frecvența maximă 10,60%.

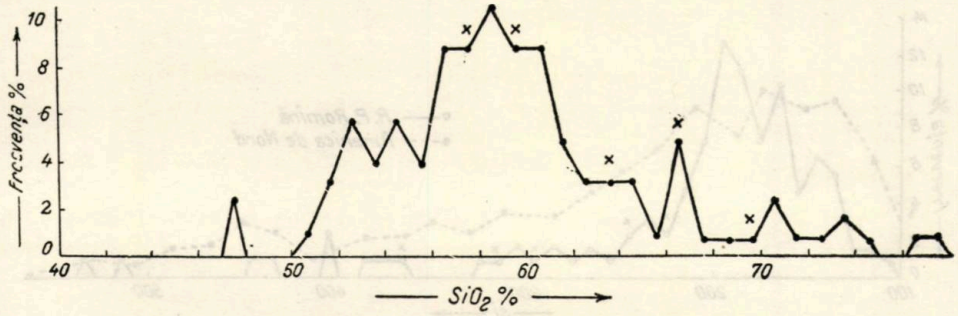


Fig. 2. — Frecvența valorilor SiO_2. x = Frecvența valorilor considerînd și trahitele.

Repartiția analizelor în intervalul $47\% < SiO_2 < 78\%$ corespunde destul de bine frecvenței tipurilor petrografice în natură — predominanța andezitelor în raport cu riolitele și bazaltele — ceea ce dovedește o reprezentare satisfăcătoare a acestora în materialul analitic folosit.

Frecvența valorilor parametrilor si. Subliniind raporturile cantitative între principalii oxizi, parametrii Niggli grupează analizele mai strîns, ceea ce determină o repartiție mai puțin omogenă a valorilor *si* între limitele lor de variație (fig. 3). O pătrime din intervalul $100 < si < 540$ este complet lipsit de reprezentanți, în timp ce aproape 69% din analize sînt aglomerate în 1/5 din acest interval (în cincimea din intervalul $47\% < SiO_2 < 78\%$ care corespunde frecvenței maxime a valorilor SiO_2 se găsesc numai 50% din totalul analizelor); valoarea cea mai ridicată a frecvenței parametrilor *si* este 12,8%.

Este interesant de semnalat că în timp ce în diagrama de frecvență a valorilor SiO_2 cele două extremități ale curbei, în domeniul bazic și în cel acid, sînt aproape la fel de slab legate de partea centrală — bazaltele cuaternare apar chiar complet separate — în diagrama de frecvență a valorilor *si* se constată o perfectă continuitate a curbei în domeniul bazic și o discontinuitate accentuată în domeniul acid; rocile cu compoziție chimică intermediară apar, astfel, mai bine legate de rocile bazice — indiferent dacă acestea le sînt anterioare sau posterioare în timp — decît de cele acide.

Distribuția valorilor parametrului *si* prezintă însă în mod clar trăsăturile caracteristice magmelor calcoalcaline, așa cum N i g g l i și B u r r i le-au pus în evidență la rocile efuzive tinere din cordiliera nord-

americană : intervalul $100 < si < 250$ foarte bine și omogen reprezentat, cu un maximum de circa 10 %[1]).

Curba frecvenței valorilor *si* a fost înscrisă în toate diagramele de variație pentru a sugera, pe cît posibil, distribuția punctelor care au servit la construcția curbelor ; în același scop au fost figurate și cîmpurile în care se plasează aceste puncte.

Frecvența valorilor parametrului al (fig. 4). Curba frecvenței valorilor *al* prezintă un aspect foarte interesant. Asemănîndu-se, prin prezența

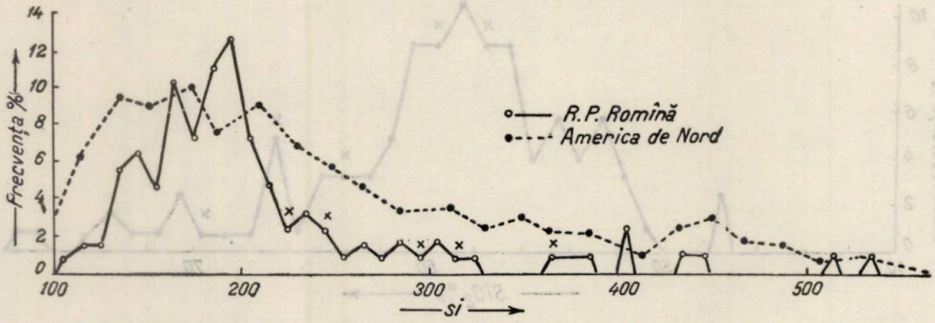


Fig. 3. — Frecvența valorilor *si*. x = Frecvența valorilor considerînd și trahitele.

masivă a valorilor $25 < al < 45$, cu curba de distribuție a valorilor la rocile din cordiliera nord-americană, ea se deosebește totuși de aceasta prin maximumul foarte puternic din zona $32{,}5 < al < 35$; un maximum secundar apare pentru $37{,}5 < al < 40$. Maximu principal atinge 21,6 %, valoare „puternic supranormală" (Niggli și Burri), depășind cele mai pronunțate maxime ale valorilor parametrilor *al* chiar la roci cu caracter atlantic ; maximul secundar este și el deasupra frecvenței maxime de la rocile din America de Nord. Independent de apariția acestui maxim secundar — care se datorește, poate, modului în care a fost alcătuită diagrama — trebuie subliniată frecvența extraordinară a parametrilor $30 < al < 40$. Situația este cu atît mai curioasă cu cît toți acești parametri se găsesc într-un interval foarte redus de valori ale parametrului *si*, așa cum se poate vedea din diagrama din figura 6. Deși cea mai mare parte a parametrilor $30 < al < 40$ corespund maximului de frecvență a valorilor *si*, acest fapt nu poate explica, el singur, situația deoarece, continuînd comparația cu rocile din America de Nord, se constată lucrul curios că, la o aceeași distribuție a valorilor parametrului *si* în cele două regiuni, valorile parametrului *al* au o cu totul altă frecvență. Noi credem că această anomalie ar putea fi explicată prin faptul că la valoarea $si = 130$ se produce o schimbare netă a valorilor parametrului *al*. În timp ce în domeniul $si < 130$ parametrul *al* are valori foarte scăzute (nu peste 25), începînd cu $si = 130$, rocile prezintă, brusc, parametrul $al > 30$ pînă la $al = 35$,

[1]) Diagramele de variație prezentate de Niggli și Burri (6), (7) pentru rocile din cordiliera nord-americană și regiunea Lassen Peak — California vor fi utilizate, în continuare, ca principale elemente de comparație.

ceea ce determină în diagrama de variație (fig. 6) o ridicare a curbei deasupra valorii $al = 30$, chiar începînd de la $si = 150$; o asemenea situație nu se produce la rocile din cordiliera nord-americană decît începînd de la $si = 180$.

Diagrama de variație a parametrului al (fig. 6). Variația valorilor parametrului *al* prezintă încă două caractere, în afară de cel menționat

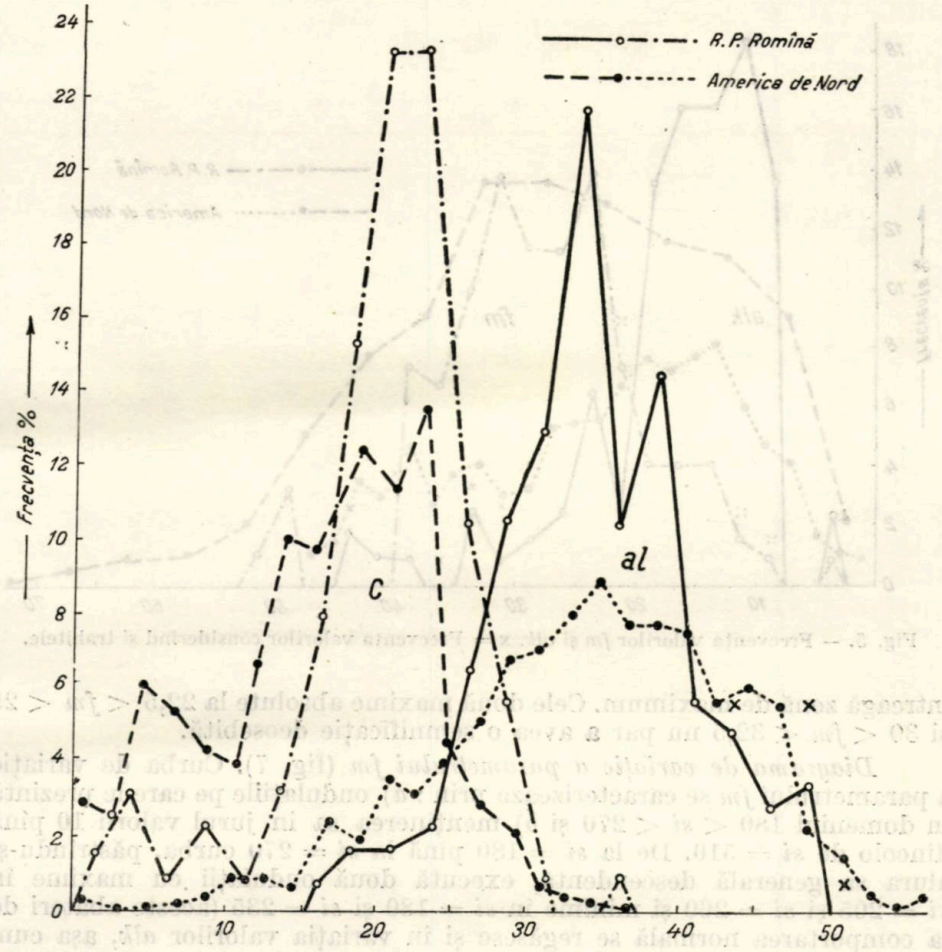


Fig. 4. — Frecvența valorilor *al* și *c*. x = Frecvența valorilor considerînd și trahitele.

în rîndurile anterioare : *a*) o ușoară ezitare în creșterea valorilor în domeniul $160 < si < 200$ și *b*) valorile moderate din domeniul acid $400 < si < 500$ — care, excepțional, ating $al = 50$ — ceea ce determină o stabilizare a curbei în zona $45 < al < 50$. Prima trăsătură ar putea fi efectul numărului mare de puncte reprezentative care se plasează în acest interval; a doua ar putea să fie o reflectare a faptului că, în general, rocile acide

nu sînt prea feldspatice. Partea cvasiorizontală a curbei, între $si = 320$ şi $si = 400$ se datoreşte numărului redus de analize care se proiectează în acest interval.

Frecvenţa valorilor parametrului fm. Aproape 80 % din parametrii *fm* se plasează între valorile 20 şi 40 (fig. 5); atît valorile foarte mici cît şi cele foarte mari apar separate de cele intermediare, care constituie o

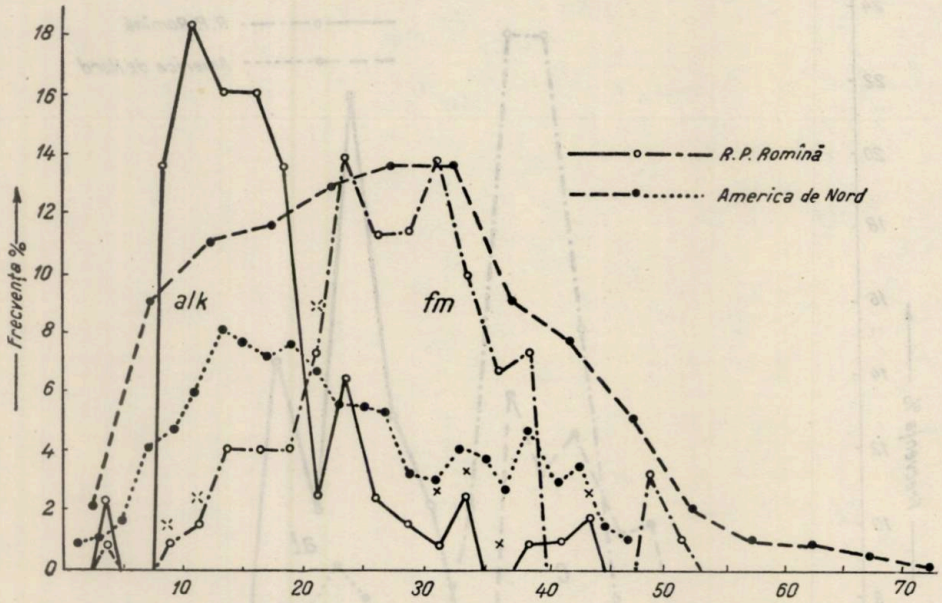


Fig. 5. — Frecvenţa valorilor *fm* şi *alk*. x = Frecvenţa valorilor considerînd şi trahitele.

întreagă zonă de maximum. Cele două maxime absolute la $22{,}5 < fm < 25$ şi $30 < fm < 32{,}5$ nu par a avea o semnificaţie deosebită.

Diagrama de variaţie a parametrului fm (fig. 7). Curba de variaţie a parametrului *fm* se caracterizează prin : *a*) ondulaţiile pe care le prezintă în domeniul $180 < si < 270$ şi *b*) menţinerea sa în jurul valorii 10 pînă dincolo de $si = 510$. De la $si = 180$ pînă la $si = 270$ curba, păstrîndu-şi alura sa generală descendentă, execută două ondulaţii cu maxime în $si = 205$ şi $si = 260$ şi minime în $si = 180$ şi $si = 235$ (aceste abateri de la comportarea normală se regăsesc şi în variaţia valorilor *alk*, aşa cum se va vedea în continuare). În domeniul acid, curba, deşi atinge ordonata 10 chiar de la $si = 360$, nu coboară mai mult, ci se stabilizează destul de ferm la acest nivel. Conţinutul de fier al rocilor riolitice se concretizează, în mod obişnuit, în apariţia biotitului, dar acesta nu este decît uneori prezent; asociaţia mineralogică din aceste roci nu constituie imaginea fidelă a relativei abundenţe de fier.

Frecvenţa valorilor parametrului c (fig. 4). Parametrii *c* sînt aglomeraţi în proporţie de 72 % în intervalul $17{,}5 < c < 27{,}5$, iar maximul

dintre $c = 20$ şi $c = 25$ reuneşte 46,5 % din toate analizele. Acest maxim foarte pronunţat şi absenţa aproape totală a altor valori constituie o trăsătură caracteristică pentru provincia magmatică intracarpatică şi

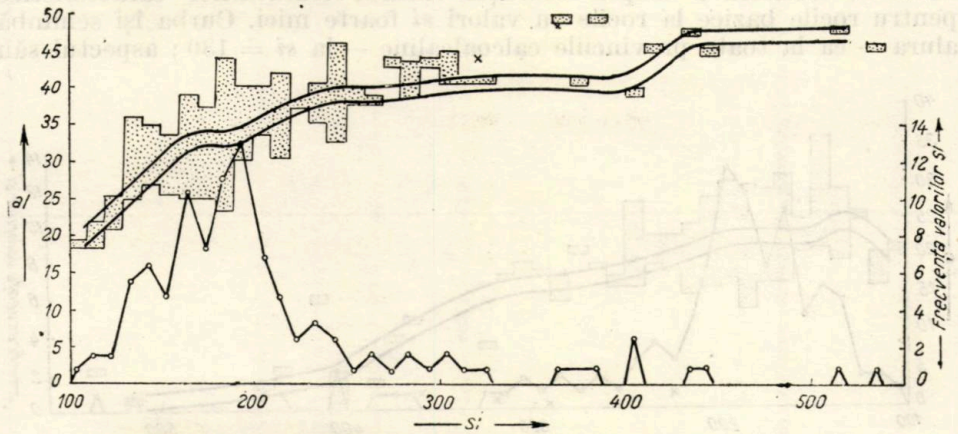


Fig. 6. — Diagrama de variaţie a parametrului *al.* x = Poziţiile trahitelor. Punctat = cîmpul de distribuţie a punctelor de proiecţie.

reprezintă, după noi, oglindirea faptului că rocile cu valori *si* foarte scăzute — mai ales ele, dar şi cele cu valori *si* foarte ridicate — nu au, în acelaşi timp, şi toate celelalte caractere ale rocilor din aceste două domenii,

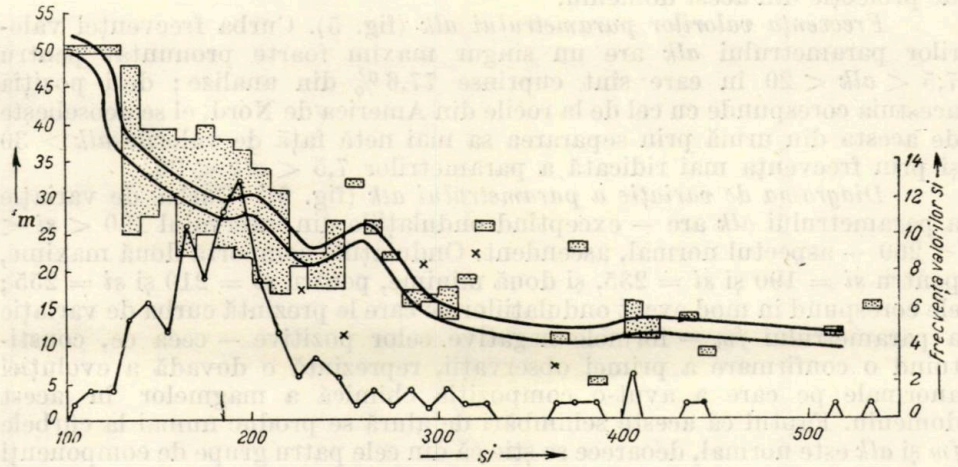


Fig. 7. — Diagrama de variaţie a parametrului *fm.* x = Poziţiile trahitelor. Punctat = cîmpul de distribuţie a punctelor de proiecţie.

foarte acid şi foarte bazic (se ştie, spre exemplu, că majoritatea rocilor bazice din Transilvania nu sînt veritabile bazalte, ci numai forme intermediare între andezite şi bazalte).

Diagrama de variație a parametrului c (fig. 8). Aceasta prezintă o singură caracteristică : curba pleacă de la valori *c* puțin mai scăzute decît cele normale pentru $si = 100 - 120$, confirmînd astfel ideea expusă în rîndurile anterioare asupra absenței tuturor trăsăturilor caracteristice pentru rocile bazice la rocile cu valori *si* foarte mici. Curba își schimbă alura — ca la toate provinciile calcoalcaline — la $si = 130$; aspectul său

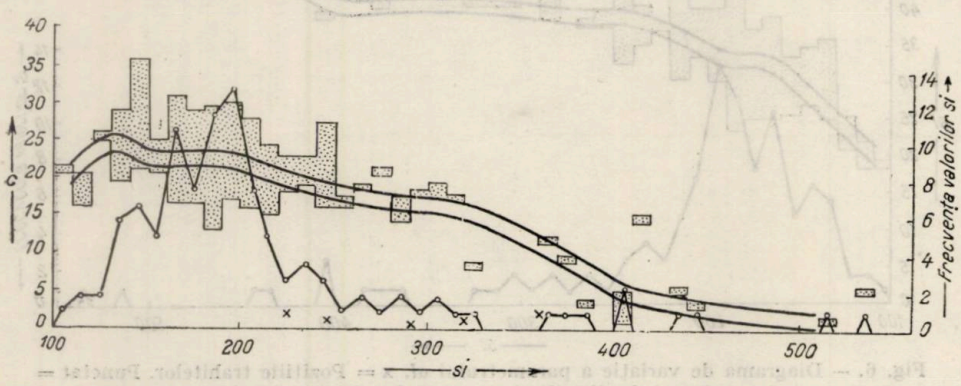


Fig. 8. — Diagrama de variație a parametrului *c*. x = Pozițiile trahitelor. Punctat = cîmpul de distribuție a punctelor de proiecție.

în intervalul $260 < si < 540$ — două porțiuni orizontale legate printr-o porțiune descendentă — se datorește, probabil, numărului redus de puncte de proiecție din acest domeniu.

Frecvența valorilor parametrului alk (fig. 5). Curba frecvenței valorilor parametrului *alk* are un singur maxim foarte pronunțat pentru $7,5 < alk < 20$ în care sînt cuprinse 77,6 % din analize ; deși poziția acestuia corespunde cu cel de la rocile din America de Nord, el se deosebește de acesta din urmă prin separarea sa mai netă față de valorile $alk > 30$ și prin frecvența mai ridicată a parametrilor $7,5 < alk < 20$.

Diagrama de variație a parametrului alk (fig. 9). Curba de variație a parametrului *alk* are — exceptînd ondulațiile din intervalul $180 < si < 260$ — aspectul normal, ascendent. Ondulațiile comportă două maxime, pentru $si = 190$ și $si = 235$, și două minime, pentru $si = 210$ și $si = 255$; ele corespund în mod exact ondulațiilor pe care le prezintă curba de variație a parametrului *fm* — formele negative celor pozitive — ceea ce, constituind o confirmare a primei observații, reprezintă o dovadă a evoluției anormale pe care a avut-o compoziția chimică a magmelor în acest domeniu. Faptul că aceste schimbări de alură se produc numai la curbele *fm* și *alk* este normal, deoarece se știe că din cele patru grupe de componenți pe care îi reprezintă parametrii Niggli, elementele alcaline și cele feromagneziene sînt cele mai sensibile atît la schimbarea acidității, cît și la diversele variații ale condițiilor de diferențiere.

Este destul de dificil să se stabilească motivele unei asemenea evoluții a magmelor ; rocile care corespund acestui domeniu nu procură nici o informație suplimentară — de ordin mineralogic sau petrografic —

care să poată ajuta în interpretare. Singura observație care se poate face este aceea că toate regiunile țării sînt reprezentate aici printr-un număr oarecare de analize, ceea ce arată caracterul general al acestui proces. Din cauza diversității materialului și a gradului deosebit de cunoaștere a regiunilor, practic, este imposibil să se stabilească dacă în interiorul acestora rocile care se încadrează într-o aceeași modificare a procesului normal

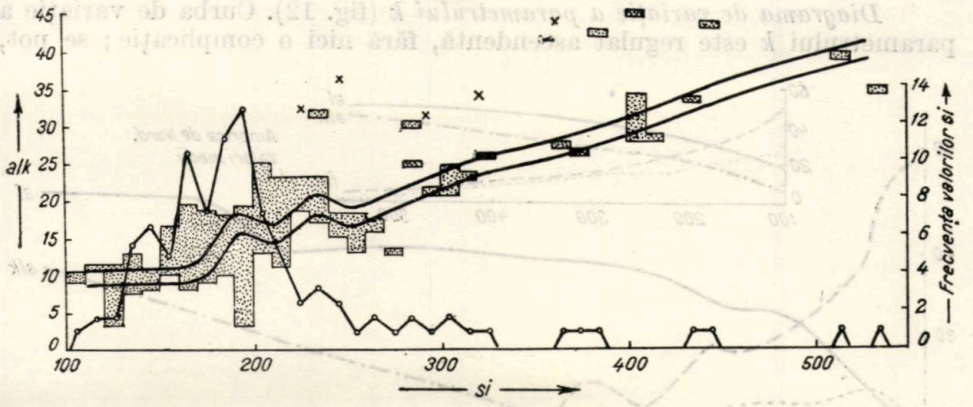


Fig. 9. — Diagrama de variație a parametrului *alk*. x = Pozițiile trahitelor. Punctat = cîmpul de distribuție a punctelor de proiecție.

de diferențiere ocupă și poziții analoge în succesiunea lor de formare; și tocmai aici, credem, trebuie căutate primele elemente care să permită soluționarea problemei.

★

Desenarea tuturor curbelor de variație într-o singură diagramă (fig. 10) — și, de data aceasta, pentru simplificare a fost trasată o linie mediană în lungul zonelor de frecvență maximă a punctelor reprezentative — permite observarea relațiilor lor reciproce. Punctul „izofal" se găsește la $si = 160$; parametrii *c* au, aici, valori mult mai ridicate decît parametrii *alk*, ceea ce dovedește caracterul net calcoalcalin al provinciei; din acest punct de vedere situația este identică aceleia din diagrama pentru rocile din regiunea Lassen Peak și diferită de aceea a rocilor din cordiliera nord-americană. Egalizarea valorilor parametrilor *c* și *alk* se produce într-un domeniu foarte larg $230 < si < 250$ din cauza alurii descendente pe care, local, o are curba *alk*.

Curbele *c* și *fm* au două intersecții între $si = 290$ și $si = 370$; în afara acestui interval, prima ocupă o poziție inferioară celeilalte. Extremitățile curbelor *c* și *alk* se suprapun aproape în domeniul bazic $100 < si < 130$, unde curba *c* este, ca și curba *al*, ascendentă. Curbele *fm* și *alk* se intersectează la abscisa $si = 280$, după ce au executat ondulațiile descrise.

★

Frecvența valorilor parametrului k (fig. 11). Curba frecvenței valorilor parametrului k prezintă aspecte normale; ea este asemănătoare aceleia a rocilor din cordiliera nord-americană și — cu excepția unei ușoare deplasări a zonei de maximum, $0{,}20 < k < 0{,}25$ în loc de $0{,}30 < k < 0{,}40$, și a caracterului său ceva mai accentuat — ele sînt aproape superpozabile. Deplasarea zonei de maxim către valori k inferioare sugerează caractere atlantice.

Diagrama de variație a parametrului k (fig. 12). Curba de variație a parametrului k este regulat ascendentă, fără nici o complicație; se pot,

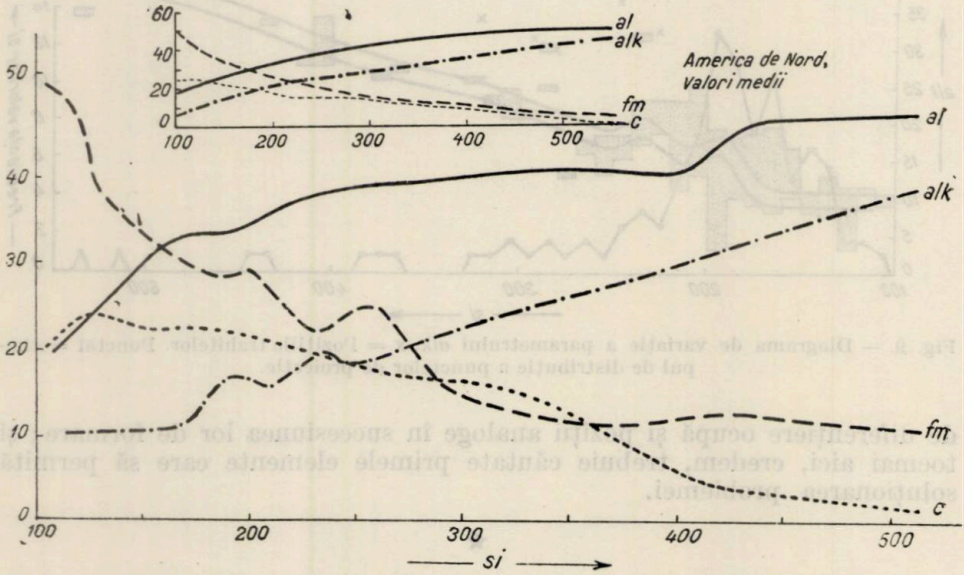


Fig. 10. — Diagrama de variație a parametrului Niggli.

totuși, reține valorile moderate la care se menține. La desenarea acestei curbe au fost eliminate 6 analize ale căror puncte reprezentative sînt prea îndepărtate de cîmpul de variație a tuturor celorlalte pentru a le putea considera normale (tabelul IV, analiza nr. 6; tabelul VI, analizele nr. 7, 11, 14, 19 și 22); ele se datoresc toate unui aceluiași analist (E. v. S o m m a r u g a) ceea ce constituie o probă aproape sigură în ceea ce privește determinarea eronată a elementelor alcaline. Printr-o simplă întîmplare, credem, una singură din cele 6 roci cărora le corespund analizele, provine dintr-o regiune unde se cunosc roci ultrapotasice (tabelul VI, analiza nr. 11); este foarte probabil însă că ea nu reprezintă o asemenea rocă, ci numai prin determinarea eronată a potasiului analiza a luat această formă. Celelalte 5 roci provin din regiuni în care n-au fost semnalate niciodată produse magmatice cu caracter ultrapotasic și ale căror condiții geologice și petrografice fac improbabilă existența lor. De altfel, este imposibil să se alăture aceste 6 roci formelor ultrapotasice pe care le vom descrie în continuare, deoarece ele nu prezintă și celelalte trăsături caracteristice

acestora, în afara abundenței potasiului (a se vedea mai departe). Deoarece aceste analize dovedesc erori evidente numai în determinarea elementelor alcaline, ele au fost eliminate numai din construcția curbei de variație a parametrului k; în curba de frecvență ele constituie fragmentele din extremitatea de valori k mari care, în consecință, ar putea fi omise (cu o singură excepție : în intervalul $0{,}75 < k < 0{,}80$ rămîne totuși 0,8 %). Aceste 6

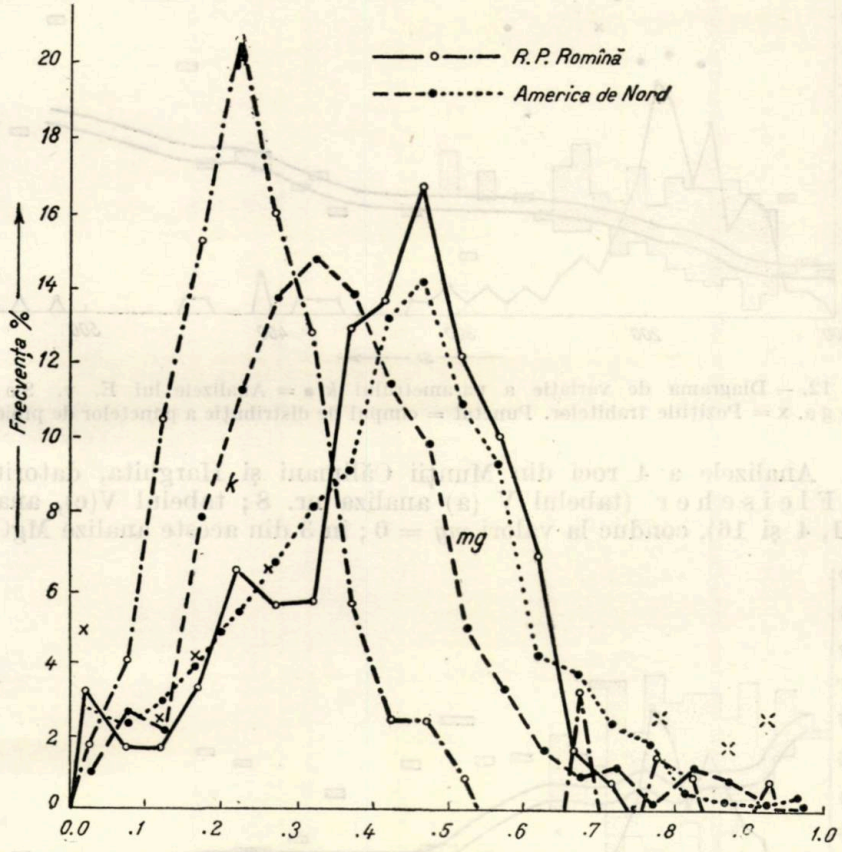


Fig. 11. — Frecvența valorilor k și mg. x = Frecvența valorilor considerînd și trahitele.

analize n-au fost eliminate și din calculul frecvenței valorilor pentru a păstra o aceeași scară în aprecierea frecvenței în toate cazurile (se va vedea mai departe și cazul parametrului mg unde s-a aplicat același procedeu).

Frecvența valorilor parametrului mg (fig. 11). Asemănarea cu situația rocilor din cordiliera nord-americană este, în cazul frecvenței valorilor mg, și mai accentuată decît pentru parametrul k; un maxim de circa 15 % la $0{,}45 < mg < 0{,}50$ și o foarte slabă dezvoltare a curbei în afara acestui interval.

Diagrama de variație a parametrului mg (fig. 13). În desenul curbei de variație a parametrului *mg* am fost, de asemenea, obligați a nu considera cîteva analize în care determinarea magneziului este, probabil, eronată.

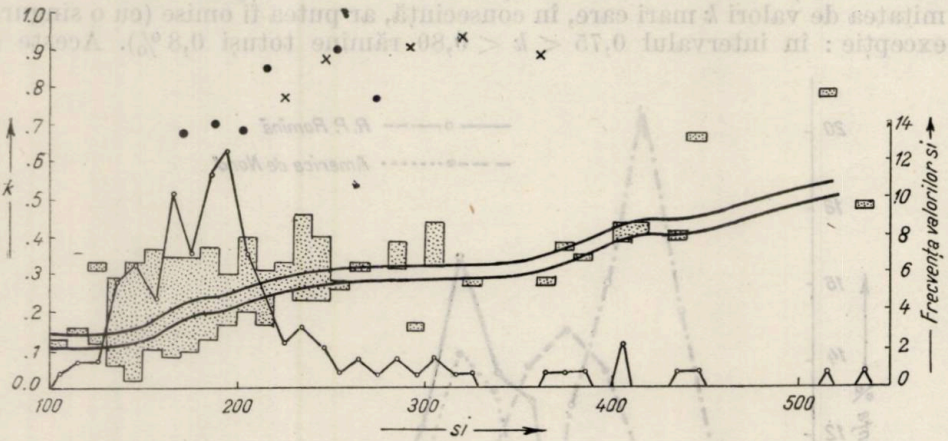


Fig. 12. — Diagrama de variație a parametrului *k*. • = Analizele lui E. v. Sommaruga. x = Pozițiile trahitelor. Punctat = cîmpul de distribuție a punctelor de proiecție.

Analizele a 4 roci din Munții Călimani și Harghita, datorite lui A. Fleischer (tabelul V (a) analiza nr. 8; tabelul V(c), analizele nr. 1, 4 și 16), conduc la valori *mg* = 0; în 3 din aceste analize MgO este

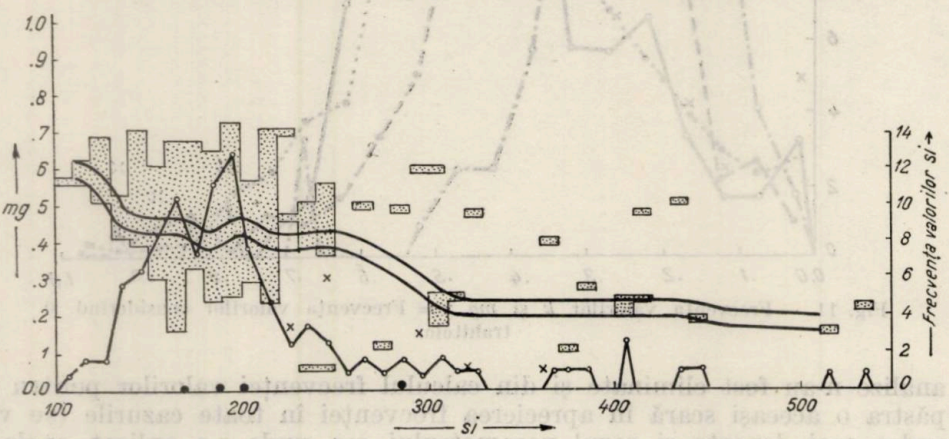


Fig. 13. — Diagrama de variație a parametrului *mg*. • — Analizele lui A. Fleischer. x = Pozițiile trahitelor. Punctat = cîmpul de distribuție a punctelor de proiecție.

dat ca urme, iar într-o alta complet absent. Deoarece aceste analize nu arată nici o altă schimbare a compoziției chimice a rocilor, deoarece valorile parametrului *fm* sînt normale pentru ele, se poate presupune că s-a produs o eroare sistematică în determinarea magneziului. Aceste 4 analize

reprezintă, în curba de frecvență a valorilor, extremitatea valorilor *mg* mici; prin eliminarea lor curba ar pierde maximul său relativ de la $0 < mg < 0{,}10$.

Curba de variație a parametrului *mg* are un aspect general descendent, dar în intervalul $160 < si < 220$ ea prezintă cîteva neregularități; ele ar putea fi paralelizate cu anomaliile pe care, aproape în același interval, le prezintă curbele de variație ale parametrilor *fm* și *alk* dar este destul

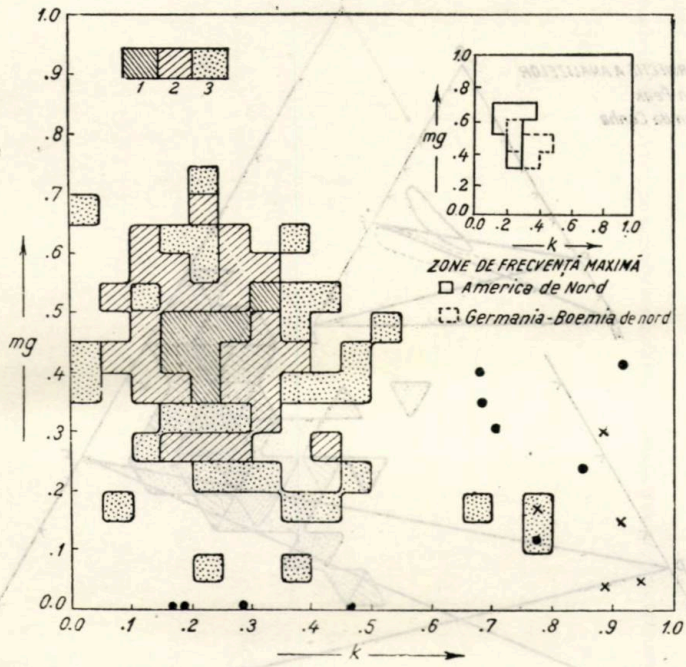


Fig. 14. — Diagrama *k-mg*. • = Analizele lui E. v. Sommaruga și A. Fleischer x• = Pozițiile trahitelor. Frecvența punctelor de proiecție %: *1*. 1,5 — 2,5; *2*. 2,5 — 1; *3*. < 1.

de dificil să se stabilească o corespondență între aceste fapte. O asemenea corespondență — în eventualitatea realității sale — ar fi foarte interesantă pentru că ar arăta că unuia singur din cele două elemente, magneziului sau fierului, i se datoresc schimburile de chimism menționate, deși ele se reflectă mai ales în valorile parametrului *fm*.

Diagrama k-mg (fig. 14). Această diagramă este normală pentru o provincie calcoalcalină; cele mai numeroase puncte reprezentative se găsesc în cîmpul determinat de valorile $0{,}45 < mg < 0{,}55$ și $0{,}15 < k < 0{,}35$. Ușoara deplasare a zonei de maximum de frecvență către valorile *k* mici confirmă o remarcă deja făcută în privința posibilității existenței unor oarecare caractere atlantice.

Deși calculul frecvenței punctelor reprezentative a fost făcut pornind de la același număr de 123 de analize considerat în întreaga discuție a

chimismului rocilor care ne interesează, în jurul punctelor reprezentative corespunzînd analizelor suspecte de a prezenta erori în determinarea elementelor alcaline şi a magneziului n-au fost desenate cîmpuri de frecvenţă.

Diagrama QLM (fig. 15). Şi această diagramă subliniază foarte bine caracterele calcoalcaline ale provinciei; poziţia zonei de frecvenţă

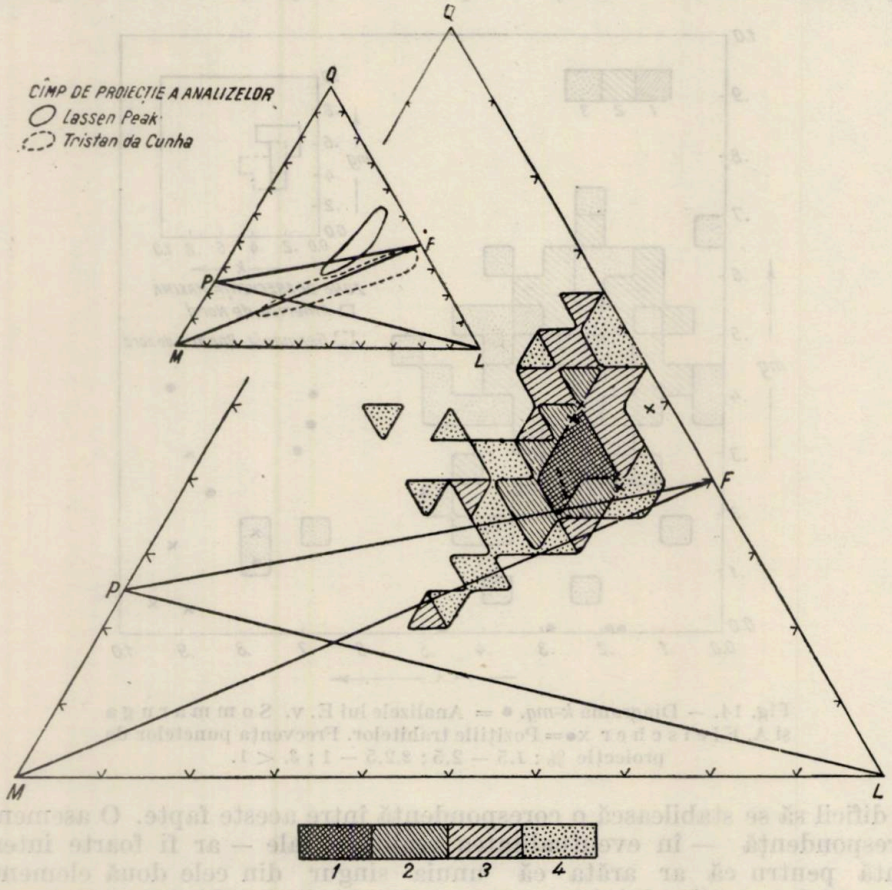


Fig. 15. — Diagrama *QLM*. x = Poziţiile trahitelor. Frecvenţa punctelor de proiecţie %: *1.* > 5; *2.* 5—2,5; *3.* 2,5—1; *4.* < 1.

maximă şi distribuţia regulată a zonelor învecinate o fac perfect superpozabilă diagramei rocilor din regiunea Lassen Peak. Deoarece în diagrama *QLM* este considerat ansamblul compoziţiei chimice a rocilor şi nu numai unele din trăsăturile sale, analizele lui E. v. Sommaruga şi A. Fleischer nu ocupă poziţii complet diferite de celelalte. Numărul mare de puncte care se găsesc dedesubtul liniei *PF*, ca şi extinderea pînă aici a zonei de maximă frecvenţă ar putea fi considerate, credem, ca

noi indicații asupra prezenței unor caractere atlantice la magmele care au format aceste roci.

Diagrama K-Na-C (fig. 16). Zona de frecvență maximă se plasează în domeniul limitat prin valorile $0{,}20 < k < 0{,}30$ și $0{,}30 < \pi < 0{,}50$ și este foarte regulat înconjurată de zonele de frecvență inferioară; perfect

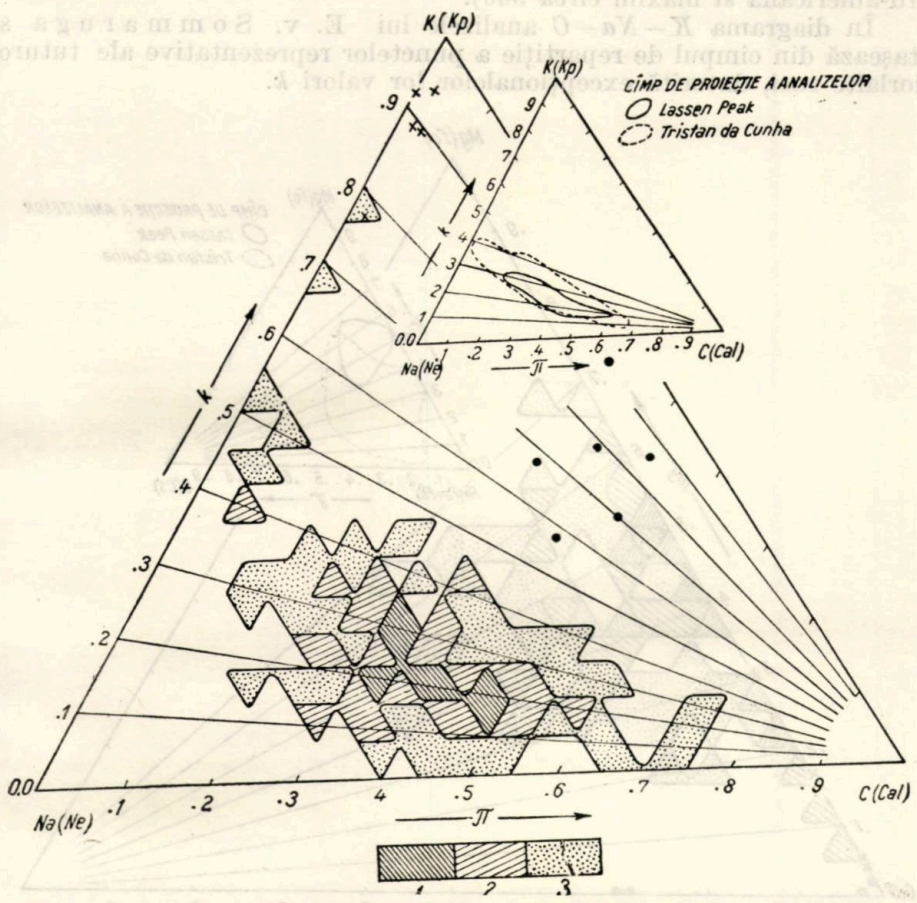


Fig. 16. — Diagrama *K-Na-C*. • = Analizele lui E. v. Sommaruga. x = Pozițiile trahitelor. Frecvența punctelor de proiecție %: *1*. 5—2,5; *2*. 2,5—1; *3*. < 1.

identică prin aceste caractere diagramei rocilor de la Lassen Peak, diagrama rocilor din Transilvania nu îi mai este asemănătoare datorită existenței valorilor *C* foarte reduse. Deși, în felul acesta sînt sugerate aspecte caracteristice pentru diagramele provinciilor alcaline, o asemenea comparație nu mai este posibilă în acest caz, deoarece rocile cu caracter alcalin realizează valori *C* foarte mici chiar la valori scăzute ale parametrului *si* ($si < 300$), în timp ce toate analizele proiectate în diagrama noastră pe latura $Na-K$

sau în imediata sa vecinătate corespund unor roci riolitice cu valori mari pentru parametrul *si*. Situația descrisă constituie însă oglindirea existenței unor procese de diferențiere mult mai avansate (la Lassen Peak *si* maxim atinge circa 320, în timp ce la rocile din Transilvania *si* maxim ajunge la 540) așa cum, de altfel se și cunosc în alte provincii (în cordiliera nord-americană *si* maxim circa 560).

În diagrama *K—Na—C* analizele lui E. v. Sommaruga se detașează din cîmpul de repartiție a punctelor reprezentative ale tuturor celorlalte roci, datorită excepționalelor lor valori *k*.

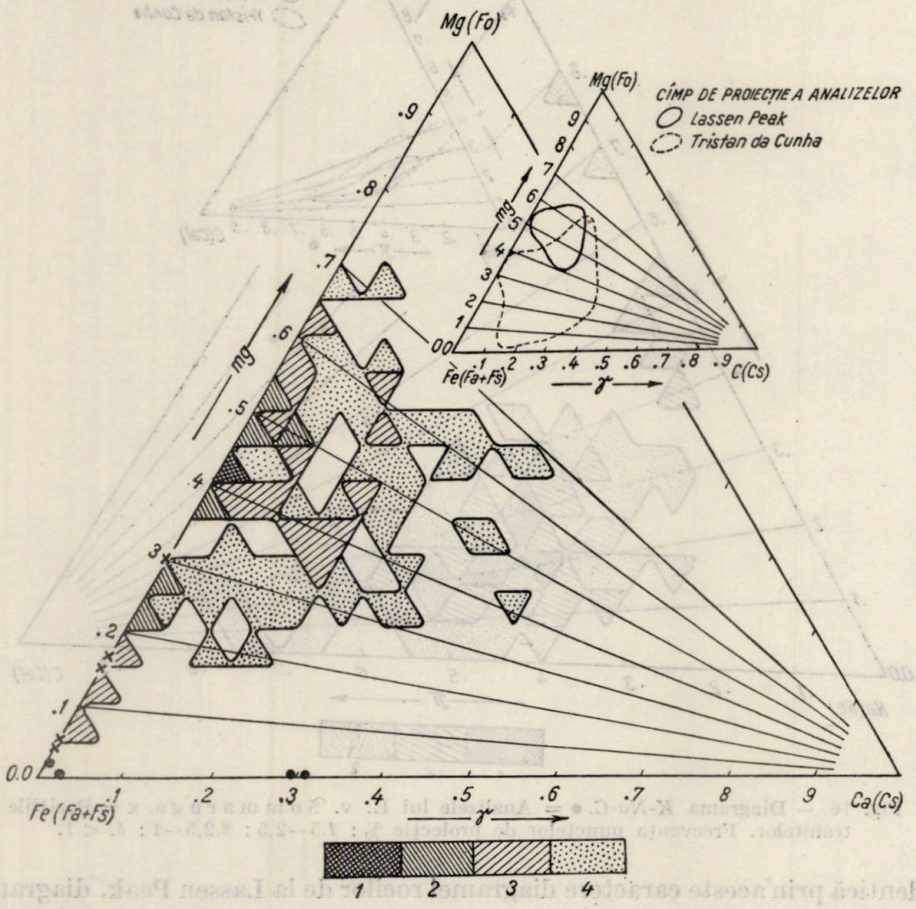


Fig. 17. — Diagrama *Mg-Fe-Ca*. • = Analizele lui A. Fleischer. x = Pozițiile trahitelor. Frecvența punctelor de proiecție %: *1.* > 5; *2.* 5—2,5; *3.* 2, 5—1; *4.* < 1.

Diagrama Mg-Fe-Ca (fig. 17). La rîndul lor, analizele lui A. Fleischer se detașază foarte net în diagrama *Mg-Fe-Ca* și se elimină, ele singure, din discuție. Această diagramă prezintă două carac-

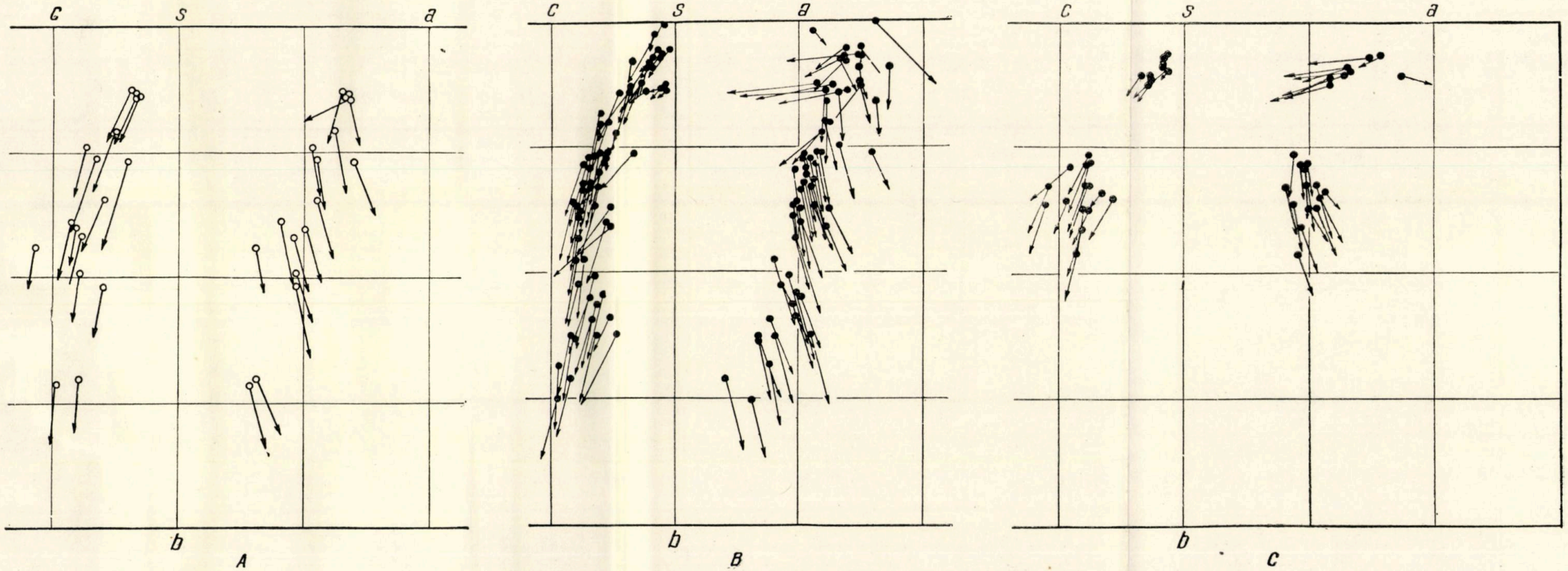
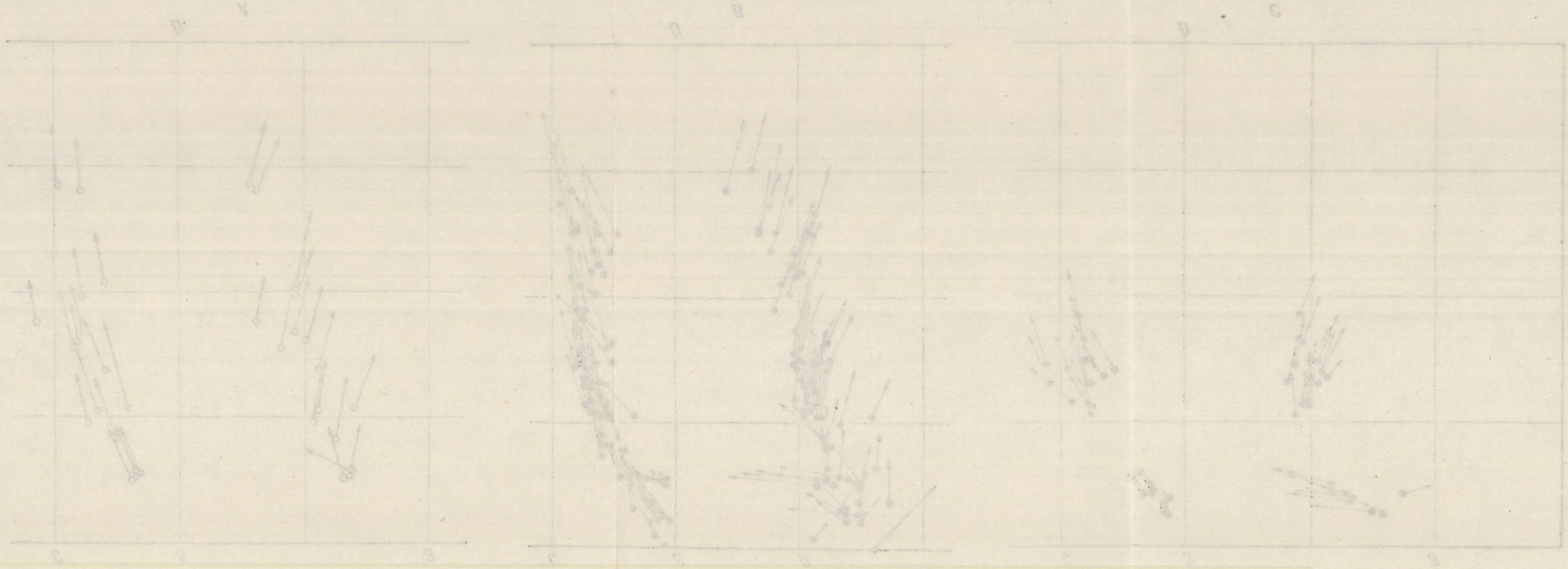


Fig. 19. — Diagrama parametrilor Zavariţki pentru rocile din regiunea Lassen Peak (A), Sierra Nevada (B) şi Matra — R. P. Ungară (C).



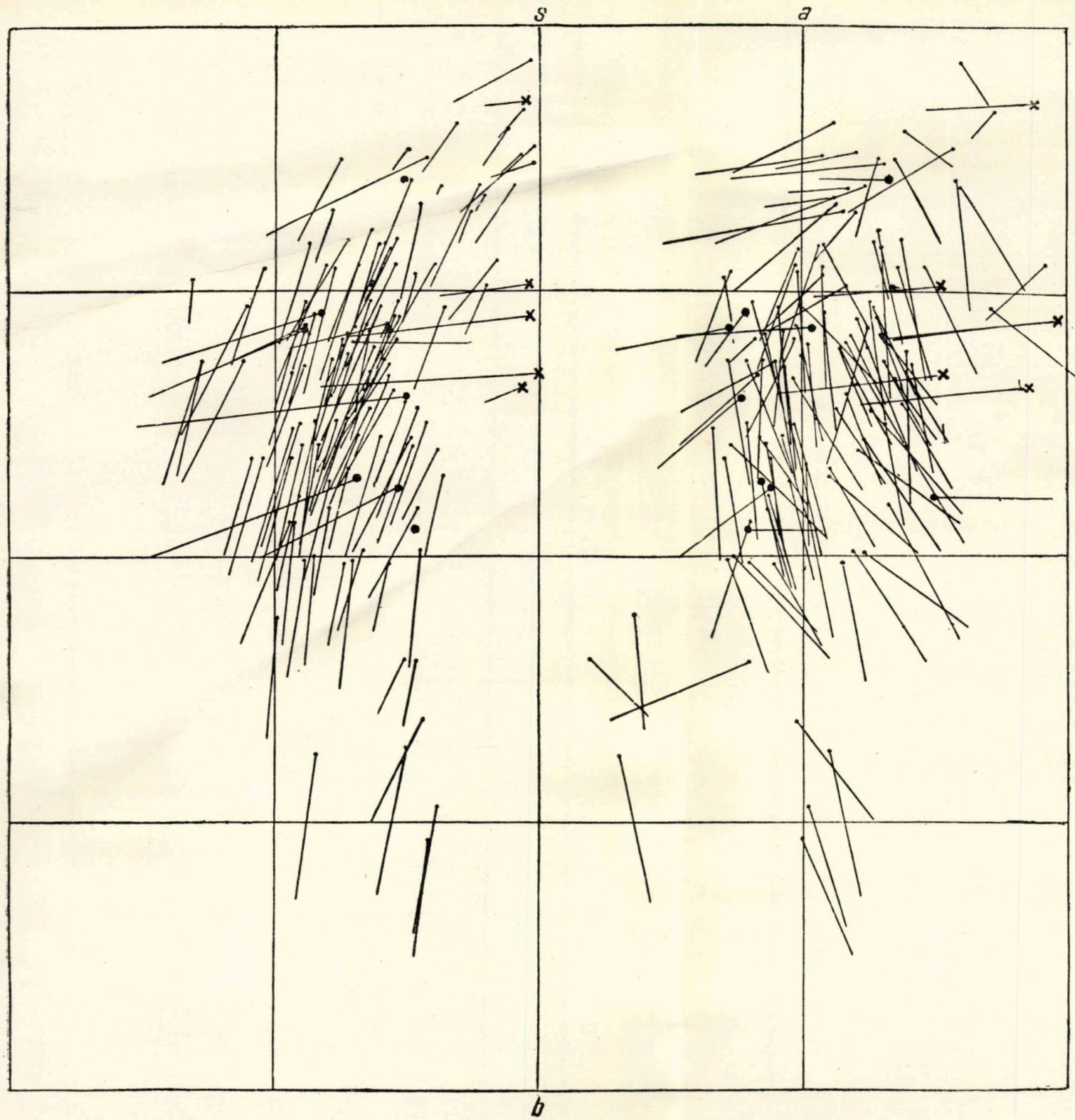


Fig. 18. — Diagrama parametrilor Zavariţki. • — Analizele lui A. Fleischer şi E. v. Sommaruga. x — Poziţiile trahitelor.

teristici; prin *a*) dispoziția zonei de frecvență maximă pe latura $Fe-Mg$ ea reflectă aceleași trăsături de diferențiere foarte accentuată, iar prin *b*) dispersia punctelor reprezentative — datorită atît valorilor γ cît și valorilor *mg* — sugerează, din nou, asemănarea cu o provincie atlantică (Tristan da Cunha). În timp ce la Lassen Peak valoarea 0,25 apare drept limită superioară pentru parametrul γ, el are, în mod frecvent, aici valori superioare atingînd chiar 0,40.

Diagrama parametrilor Zavarițki (fig. 18). Analizele lui A. Fleischer și E. v. Sommaruga se detașază complet și în această diagramă, de toate celelalte; primele prin dispoziția aproape orizontală a vectorilor $K : Na$, celelalte prin orizontalitatea vectorilor $c'\,(a') : m'$ și, deci, prin absența vectorilor $K : Na$ (ele rămîn reprezentate numai prin puncte).

Diagrama este asemănătoare aceleia pe care A. N. Zavarițki o prezintă pentru regiunea Lassen Peak (50) (fig. 19, *A*) dar, din cauza unei diferențieri mai avansate în provincia carpatică, amplasarea și dispoziția vectorilor $c'\,(a') : m'$ în domeniul riolitelor este mult mai neregulată. În afară de această deosebire, care era de prevăzut dat fiind gradul deosebit de diferențiere în cele două regiuni, trebuie remarcată variabilitatea vectorilor — amplasare, dimensiuni, înclinare — aspect care este mult mai accentuat decît în alte regiuni similare. O asemenea constatare se poate face, spre exemplu, prin compararea cu diagrama rocilor din regiunea Sierra Nevada (fig. 19, *B*), care, deși cu valori mari pentru parametrul *b* și scăzute pentru *a*, au vectorii dispuși mai regulat. Partea stîngă a acestor două diagrame este aproape identică, rezultat al acelorași relații cantitative între Na și K; în general, totuși, originile vectorilor sînt mai apropiate de ordonată în diagrama rocilor din America de Nord.

Diagrama rocilor din Munții Matra — R. P. Ungară (fig. 19 *C*) seamănă foarte bine cu diagrama rocilor din Transilvania, deși în acea regiune formele bazaltice lipsesc cu desăvîrșire; în amîndouă aceste regiuni parametrii *c* au valori ușor superioare acelora din regiunile Lassen Peak și Sierra Nevada.

În sfîrșit, este remarcabil aspectul de variabilitate, de neliniște care caracterizează dispoziția vectorilor $c'\,(a') : m'$ în domeniul andezitic; el reprezintă, probabil, o altă oglindire a perturbațiilor în compoziția chimică a andezitelor, în ceea ce privește participarea elementelor feromagneziene și alcaline.

ASUPRA PREZENȚEI FORMELOR ULTRAPOTASICE ÎNTRE ROCILE VULCANICE TINERE DE LA INTERIORUL ARCULUI CARPATIC

Existența unor roci cu compoziție chimică caracterizată prin excepționala abundență a potasiului este cunoscută de multă vreme, atît pe teritoriul R. P. Romîne cît și pe cel al R.P. Ungare. Ele au fost descrise cel mai adesea sub numele de riolite (sau chiar nevadite (29)), dar în ultima vreme au fost interpretate ca trahite și trahite cuarțifere (33), (34); în cercetările pe care le-am executat de curînd în partea estică a

ANALIZE

Tabe

Oaș –

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Andezit bazaltoid cu amfiboli, vîrful Sărmaşul Mare	50,52	22,90	4,39	2,44	0,28
2	Andezit bazaltoid cu hipersten, valea Feciorului	51,98	19,56	5,25	3,63	0,13
3	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit, Băiţa — valea Colbului	52,87	17,67	7,11	1,78	0,23
4	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit, Băiţa — valea Limpedea	53,04	21,05	3,56	5,14	0,18
5	Andezit cu piroxeni, vîrful Gutîi	53,68	17,73	4,29	5,57	0,14
6	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit, valea Bervincioara	53,70	19,95	7,18	1,47	0,23
7	Andezit bazaltoid cu hipersten, Dealul Negru — lacul Zînelor	53,70	17,47	5,54	5,23	0,14
7a	Andezit cuarţifer, Băiţa — vîrful Ulmu	53,90	16,50	4,56	2,58	0,16
8	Andezit propilitic, mina Săsar	54,42	17,38	4,48	3,69	0,21
9	Andezit cu piroxeni, Negreşti — Dealul Măluţ	54,94	22,20	1,23	6,30	nedeterminat
10	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit, Seini — valea Bocii	55,03	14,23	6,17	2,62	0,89
10a	Dacit, Băiţa — valea Bărbunacului	55,63	17,93	4,33	2,90	0,20
11	Andezit cu piroxeni, Baia-Mare — Dongasgerinc?	56,89	18,13	6,28	1,52	0,05
12	Andezit cuarţifer, vîrful Arşiţa Mică	56,90	17,07	8,02	—	urme
13	Andezit bazaltoid, valea Cicîrlăului	57,07	23,56	1,93	4,07	0,14
14	Andezit, Ferneziu	57,48	17,61	—	7,81	nedeterminat
15	Andezit cuarţifer cu piroxeni (propilitic?), vîrful Murgău	57,75	17,45	4,37	2,18	0,06
16	Trahit, Murgău — valea Frumuşoaia	57,78	21,16	3,06	1,60	0,03
16a	Andezit, Herja	58,03	17,71	1,89	4,40	0,18
17	Andezit bazaltoid cu hipersten şi augit, vîrful Gutîi	59,71	16,75	3,83	3,30	0,11
18	Trahit, Seini — Dealul Tarda	59,72	21,34	1,66	0,76	0,03
18a	Andezit, Rozsàlytetö V?	59,85	15,24	2,72	4,09	0,13
19	Dacit, valea Cicîrlăului	61,07	17,65	1,82	3,15	0,05
20	Dacit-andezit, vîrful Ouţ	61,27	20,04	2,11	2,63	nedeterminat
21	Riolit (trahit? ultrapotasic) Baia-Mare — Köalja?	63,51	17,73	4,05	1,00	0,04
22	Dacit, vîrful Măgura Mare	64,55	16,15	2,49	1,84	0,14
23	Dacit, vîrful Şindileu	66,04	15,16	3,37	0,63	0,05
24	Riolit-nevadit (trahit? ultrapotasic), vîrful Murgău	66,22	15,58	5,29	0,33	0,01
25	Dacit, valea Borcutului	66,54	14,81	0,89	2,83	absent
25a	Dacit, valea Băraului, mina Wilhelm	67,16	14,89	2,24	1,02	nedeterminat

CHIMICE

lul I

Gutii

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
3,20	9,87	3,06	0,85	0,89	0,48	0,98	0,14	0,19	100,19
3,55	8,74	2,30	1,05	1,49	1,65	0,39	0,14	0,24	100,10
4,86	9,36	2,74	0,66	0,89	1,10	0,88	nedeterminat	absent	100,24[a]
3,90	7,24	3,22	0,52	0,88	0,23	0,77	0,28	0,19	100,20[b]
3,83	7,04	3,30	1,28	1,01	0,75	1,09	0,16	0,26	100,13
3,52	7,58	3,05	0,91	1,07	0,08	0,77	0,23	0,17	99,91
3,57	7,47	3,22	0,85	1,08	0,33	1,15	0,20	0,25	100,20[c]
4,30	6,42	2,40	1,45	0,86	1,33	0,59	0,18	urme	100,46[d]
2,29	7,43	3,49	1,48	0,78	3,47	0,59	0,15	0,34	100,20
0,81	9,71	2,66	0,36	1,09		0,80	nedeterminat	nedeterminat	100,10
3,70	8,65	2,90	1,05	0,52	2,03	1,80	0,20	0,25	100,04
1,88	6,68	3,25	0,96	1,76	2,12	0,89	nedeterminat	absent	99,84[e]
4,28	7,54	2,18	1,10	2,24		0,51	nedeterminat	nedeterminat	100,72
3,00	9,12	2,88	0,52	0,15	1,35	0,78	0,25	0,16	100,20
3,35	3,94	3,21	0,88	1,04	0,31	0,50	0,20	0,08	100,28
2,41	7,22	3,35	2,50	2,18		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,56
1,40	7,52	2,61	1,25	4,70		0,52	urme	nedeterminat	99,81
0,50	0,51	1,96	9,78	0,75	1,12	1,26	0,09	0,59	100,19
3,36	7,00	2,78	1,84	0,53	0,63	0,88	nedeterminat	nedeterminat	99,24[f]
2,78	5,44	3,96	1,73	0,75	0,59	0,76	0,14	0,18	100,03
0,55	0,31	0,92	12,02	0,35	1,72	0,50	0,11	0,09	100,08
3,03	5,33	2,83	1,88	1,04	2,01	0,68	nedeterminat	nedeterminat	100,09[g]
1,50	4,34	2,35	2,43	1,07	3,26	0,61	0,17	0,47	99,94[h]
2,06	8,17	2,42	1,19	0,68		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,57[i]
0,42	urme	0,59	9,81	2,05		0,42	urme	nedeterminat	99,62
1,73	4,47	3,05	2,00	0,61	1,87	0,47	0,11	0,39	99,87
0,70	3,40	3,68	2,52	1,28	1,66	1,39	0,10	absent	99,98[j]
0,17	0,27	0,39	10,02	1,05		0,37	0,07	nedeterminat	99,77
0,67	3,03	3,83	2,00	0,97	3,61	0,38	0,08	0,11	99,75[k]
0,42	2,88	4,21	3,85	1,40		nedeterminat	nedeterminat	—	100,07[l]

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
26	Riolit, Băiţa — valea Limpedea	70,94	15,64	0,24	0,49	0,02
27	Riolit, valea Ilbei	73,10	13,90	0,21	1,45	0,02
28	Riolit, valea Ilbei	74,52	12,65	0,92	0,74	nedeterminat
29	Riolit, valea Ilbei	76,06	12,18	0,03	1,71	absent

a) 0,09% S ; Σ eronată (9). b) SO_3 eronat în (34). (c) MnO, TiO_2 şi Σ eronate în (34). d) 5,32% CO_2. e) 1,30% CO_2. f) 0,01% CO_2. g) 1,26% CO_2. h) H_2O^- şi Σ eronate în (34). i) Σ eronată în (41). j) K_2O şi Σ eronate în (34). k) P_2O_5 eronat în (34). l) 2% S. m) 0,12% S ; CO_2 urme . n) 0,16% S ; 0,02% ZrO.

Analişti : S. Lupan nr. 1, 5, 7, 17 ; F. Popea nr. 2, 8, 10, 13, 16, 18, 19, 22, 23, 25, 27, 29 ; C. Vasiliu nr. 3 ; C. Bărcănescu nr. 4, 6 ; Bl. Budescu nr. 7 a ; E. Stoicovici nr. 9, 20, 25 a, 28 ; K. Emszt nr. 11, 15, 21, 24 ;

Tabe

Ti

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Diorit cu hipersten, vîrful Hudieş	52,3	20,7	6,0	2,9	0,18
2	Andezit, vîrful Arcer	52,89	20,27	4,42	2,66	0,14
3	Diorit, Plaiul Muntelui — alt. 1464 m	54,12	17,60	4,15	0,57	0,11
3a	Diorit, vîrful Arsuri	55,34	15,80	6,58	2,79	0,14
3b	Andezit, valea Prelucilor	55,61	18,41	0,73	6,20	0,27
4	Andezit, Ţibleş	56,56	21,67	2,41	2,57	urme
4a	Andezit, Grohot	57,76	17,92	1,76	3,90	0,14
5	Andezit cu piroxeni, Hudin — Stegioara	58,22	17,26	3,76	3,06	0,15
6	Andezit, Piatra Hudinului	59,66	16,38	4,72	1,95	0,19
7	Riodacit, vîrful Hudin	68,54	16,89	2,04	0,59	0,10
8	Andezit, valea Prelucilor	69,72	14,86	0,23	4,31	0,17

a) 0,55% S. b) 0,33% CO_2. c) SO_3 eronat în (30). d) SiO_2 şi SO_3 eronate în (30). e) 1,45% S ; 1,26% Fe ; Al_2O_3 eronat în (30). f) 0,37% CO_2. Σ eronată în (30). g) 3,34% CO_2 ; P_2O_5 şi CO_2 eronate în (30). h) 0,36% S ; 0,39% CO_2. i) 0,47% CO_2. j) 0,21% S. k) SO_3 şi Σ eronate în (30).

Tabe

Toro

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Dacit, vîrful Toroiaga	56,48	18,10	1,96	4,90	nedeterminat
2	Diorit cuarţifer, valea Secu	58,02	17,60	2,65	4,87	nedeterminat
3	Diorit cuarţifer, valea Secu	58,32	17,93	2,57	3,64	nedeterminat
4	Diorit cuarţifer, valea Murgu	59,20	16,61	4,87	2,75	0,10

Tabelul I (continuare)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
0,15	0,56	4,43	5,31	0,27	1,25	0,34	nedeterminat	—	99,77[m]
0,75	0,22	3,57	5,85	0,33	0,51	0,32	0,09	0,02	100,34
0,20	0,41	2,49	7,56	0,21		nedeterminat	nedeterminat	—	99,88[n]
0,15	0,17	1,31	7,15	0,39	0,77	0,38	0,04	0,05	100,39

C. Pătroescu nr. 12; K. v. Hauer nr. 14; F. Brugger nr. 16a, 18a; A. Kizyk nr. 26; Laboratorul Comitetului geologic nr. 10 a.
Surse: (34) nr. 1, 2, 4, 6, 7, 8, 10, 13, 16, 17, 18, 19, 23, 25, 27, 29; (9) nr. 3, 7a, 10a, 26; (12) nr. 5; (41) nr. 9, 20, 25a, 28; (29) nr. 11, 15, 21, 24; (35) nr. 12; (46) nr. 14, 16a, 18a; (51) nr. 22.

lul II

bleș

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
4,0	8,3	3,0	0,2	0,12	0,3	0,82	0,17	—	100,54[a]
4,00	9,37	2,06	1,51	0,28	1,43	0,58	0,13	absent	100,07[b]
4,70	12,76	3,08	0,28	0,40	0,81	0,59	0,26	0,78	100,21[c]
4,30	7,03	2,67	2,00	0,27	0,79	0,79	0,15	1,51	100,16[d]
3,15	5,26	3,51	1,40	0,28	1,92	0,60	0,11	—	100,16[e]
3,12	8,52	2,53	2,10	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,85[f]
1,98	4,35	3,78	1,58	0,72	1,76	0,44	0,11	absent	99,54[g]
2,55	6,47	3,49	1,25	0,28	1,87	0,82	0,25	—	100,18[h]
2,71	5,98	3,04	1,86	0,85	1,05	1,01	0,17	urme	100,04[i]
1,25	3,76	4,26	1,28	0,40	0,94	urme	0,05	—	100,31[j]
1,25	1,73	3,90	2,42	0,27	0,94	0,22	0,09	0,08	100,19[k]

Analiști: E. Volanschi nr. 1; O. Volkner nr. 4; Fl. Iliescu nr. 5; Gh. Lahovary nr. 6, 7; Laboratorul Comitetului geologic nr. 2, 3, 3a, 3b, 4a, 8.
Surse: (Maier)*) nr. 1.5, 6, 7; (30) nr. 2, 3, 3a, 3b, 4, 4a, 8.

*) O. Maier, *Geologia și petrografia masivului Hu lin*, Dări de seamă Com. geol., *45* (sub tipar).

lul III

iaga

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
2,86	5,19	3,99	3,24	2,42		nedeterminat	0,28	0,45	99,87
2,73	6,15	4,55	2,60	1,06		nedeterminat	0,24	absent	100,47
2,55	6,55	3,78	3,02	1,16		nedeterminat	0,26	0,27	100,05
3,00	5,87	3,23	3,00	—	0,67	0,68	0,19	absent	100,17[a]

Mr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
4a	Andezit cu amfiboli şi biotit, Dealul Ezerul	59,53	16,70	3,91	1,07	0,09
4b	Andezit cu amfiboli şi biotit, Coasta Mare	59,60	15,81	3,01	1,07	0,11
4c	Diorit cuarţifer porfiric, mina 23 August	58,8	16,5	2,5	3,5	0,10
4d	Dacit, Piciorul Bradului	59,84	15,96	1,78	4,39	0,12
5	Dacit cu biotit (riolitic), Rodna — Oláhszentgyörgy	71,33	16,48	0,24	1,25	0,05

a) +0,08% H_2O^-. b) +0,14% H_2O^-; 0,21% Fe; 0,60% CO_2. c) + 0,12% H_2O^-; 0,41% Fe; 0,47% S; 0,75% CO_2. d) +0,10% H_2O^-; 1,03% CO_2. e) + 0,13% H_2O^-; 1,20% CO_2.
Analişti: A. Kizyk nr. 1; A. Kizyk şi G. Racu nr. 2, 3; Bl. Budescu nr. 4, 4a, C. Vasiliu nr. 4b; Al. Dănciu-escu, nr. 4c, 4d; K. Emszt nr. 5.

Tabe

Bir

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Microdiorit, valea Ilvei—cariera Măgura	51,54	18,48	5,90	3,55	0,01
2	Diorit, porfiric, Poiana Ilvei	54,08	19,45	3,91	3,24	nedeter-minnt
2a	Andezit cu amfiboli, valea Ilvei	55,91	14,99	10,01	nedeter-minat	0,71
2b	Dacit (propilitic), vîrful Curăţelul	59,70	17,69	—	6,30	nedeter-minat
3	Andezit (propilitic), Rodna — valea Vetzelui	60,01	16,20	—	8,68	nedeter-minat
4	Dacit, valea Ilvei — cariera Poiana	60,50	19,48	1,61	3,47	0,11
5	Dacit (granit porfiric), valea Ilvei	66,21	17,84	—	5,56	nedeter-minat
6	Dacit (granit porfiric), valea Ilvei	66,41	17,41	4,12	urme	nedeter-minat

a) Σ eronată în (46). b).0,28% FeS_2. c) Urme CO_2.
Analişti: G. Peiulescu nr. 1; A. Kizyk nr. 2, 4; Bausenberger nr. 2a; K. v. Hauer nr. 2b, 3; Schlechta nr. 6; E. v. Sommaruga nr. 5.

Tabe

Călimani — Gur

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
						a. Căli
a	Bazalt-andezit cu augit şi olivină, valea Haitei	48,36	17,43	2,73	6,46	0,17
b	Bazalt, Valea Neagră	50,45	19,05	2,35	6,09	0,06

Tabelul III (continuare)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
2,75	7,50	4,70	0,66	—	1,10	0,69	0,19	nedeterminat	99,95[b]
2,99	6,18	3,26	2,26	—	1,37	0,70	0,21	—	100,24[c]
3,2	6,6	3,8	1,24	—	0,95	0,82	0,20	urme	100,24[d]
2,29	5,65	3,74	2,99	—	1,02	0,58	0,16	urme	99,72[e]
0,59	2,18	3,88	2,25	1,30	0,17	0,38	0,09	nedeterminat	100,19

Surse: (13) nr. 1, 2, 3; (Szöcke)*) nr. 4, 4a, 4b, 4c, 4d; (11) nr. 5.

*) A. Szöcke, *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Baia Borşa — Toroiaga* (manuscris).

lul IV

gău

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
5,56	6,98	4,68	0,64	0,73	0,81	0,56	0,25	nedeterminat	99,69
3,61	8,09	3,31	1,32	0,33	1,44	0,21	0,23	0,45	99,67
0,70	8,46	3,43	1,78	2,30		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	98,29[a]
0,56	5,20	8,60		1,67		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,00[b]
1,53	4,22	4,01	3,09	2,81		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,55
2,60	5,90	3,51	1,14	0,34	0,70	0,31	0,24	0,16	100,07[c]
0,47	4,64	0,74	3,84	1,26		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,56
1,82	3,96	3,83	1,65	0,81		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,01

Surse: (3) nr. 1, 2, 4; (46) nr. 2a, 2b, 3, 5, 6.

lul V

ghiu — Harghita

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
mani									
4,16	10,48	2,41	1,53	0,66	4,20	1,07	0,20	nedeterminat	100,38[a]
3,62	8,51	2,95	1,67	0,55	2,11	1,64	0,18	nedeterminat	99,23

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	F_2O_3	FeO	MnO
1	Andezit cu augit, vîrful Pietrosul	51,36	19,93	3,02	6,42	0,13
2	Andezit cu augit şi olivină, Meresălul	52,60	20,45	1,68	6,45	0,18
3	Andezit cu hipersten şi augit, Călimani — Izvor	54,25	19,72	2,66	4,01	0,17
4	Andezit cu hipersten şi augit, vîrful Pietrosul N	56,34	17,26	3,73	3,43	0,15
4a	Andezit cu pirită, Fundul Haitei	56,82	17,78	2,40	4,58	0,14
5	Andezit cu amfiboli, Valea Neagră	57,14	18,42	2,10	3,17	0,16
6	Diorit cuarţifer cu piroxeni, valea Dimitrelul	57,62	19,76	0,40	3,64	0,14
7	Andezit cu amfiboli şi hipersten, vîrful Tamăului	57,78	18,76	3,05	4,45	0,18
8	Andezit cu piroxeni şi amfiboli, Nagyerdö	58,15	12,59	15,45	—	—
9	Andezit cu hipersten şi augit, Voivodeasa	58,44	18,24	1,40	2,80	0,09
9a	Andezit cu piroxeni, Valea Neagră	58,58	15,14	—	7,57	nedeterminat
10	Andezit cu amfiboli, Pietrele Roşii	59,70	19,05	1,75	2,89	0,14
11	Andezit, Bîtca — Lomaş	59,90	16,84	5,64	2,92	absent
11a	Andezit cu hipersten şi augit, Călimani — Ciribuc	60,16	18,63	1,77	3,03	0,07
12	Andezit cu biotit şi cuarţ, vîrful Pietricelul	60,30	18,56	0,38	2,29	0,10
13	Andezit cu hipersten şi amfiboli, Gura Haitei	60,33	20,47	1,37	2,83	0,04
14	Andezit cu hipersten şi augit, vîrful Pietrosul S	60,80	17,54	1,35	2,96	0,08
15	Andezit, Bilbor	61,27	9,24	15,19	—	nedeterminat
16	Diorit porfiric cu piroxen, vîrful Haitei	61,32	18,30	0,83	2,63	0,11
16a	Andezit cu amfiboli şi piroxeni, vîrful Leului	61,88	16,15	4,02	1,97	urme
17	Dacit cu biotit, Drăgoioasa	66,60	16,87	1,37	1,65	0,09

a) 0,52% CO_2. b) 0,65% S. c) 1,56% Mn_2O_3. d) 99,45 în (46). e) Σ eronată în (26). f) Σ eronată în (46). g) Σ eronată în (44). h) 0,08% CO_2.

b. *Gur*

a	Andezit bazaltic, Sărmaş — valea Lomaşului	50,44	16,08	3,42	6,53	0,12
b	Andezit bazaltic, Sărmaş la biserică	51,71	16,00	1,63	6,09	0,06
1	Andezit, craterul Seaca	52,26	16,85	4,87	4,62	0,96
2	Andezit bazaltic, Jirca — valea Sălardului	53,32	18,92	7,87	2,60	urme

Tabelul V (continuare)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
4,55	8,52	2,88	1,83	0,39	0,43	0,99	0,13	nedeterminat	100,58
4,40	7,48	3,42	1,41	0,29	0,36	1,15	0,25	nedeterminat	100,12
3,42	6,72	4,36	2,20	0,48	0,26	1,25	0,19	nedeterminat	99,69
3,29	6,66	4,71	2,35	0,26	0,36	1,04	0,19	nedeterminat	99,77
3,74	6,59	3,36	1,22	0,30	0,38	1,62	0,16	nedeterminat	99,63[b]
2,63	7,52	3,82	1,83	0,62	1,50	0,95	0,17	nedeterminat	100,03
4,84	5,18	4,82	2,15	0,28	0,28	1,10	0,19	nedeterminat	100,40
1,63	6,75	4,14	1,60	0,32	0,16	0,94	0,16	nedeterminat	99,92
urme	8,01	2,56	1,52	0,16		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,00[c]
3,59	6,58	3,99	2,31	0,42	0,54	1,31	0,22	nedeterminat	99,93
1,83	4,31	1,12	1,15	1,64		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	91,34(?)[d]
2,52	6,37	3,43	1,92	0,43	1,12	0,83	0,17	nedeterminat	100,32
3,17	5,81	2,90	2,25	0,45	0,23	0,27	0,18	nedeterminat	100,56
1,80	5,50	4,91	2,44	0,36	0,12	2,09	0,19	nedeterminat	100,07[e]
4,02	5,84	4,35	1,96	0,42	0,42	1,05	0,23	nedeterminat	99,92
1,87	6,66	3,58	1,54	0,44	0,68	0,58	0,18	nedeterminat	100,57
3,21	5,78	3,91	2,58	0,21	0,78	0,61	0,16	nedeterminat	99,97
3,08	8,99	0,65	0,39	1,10		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,91[f]
2,75	5,11	4,33	2,08	0,28	0,50	1,35	0,19	nedeterminat	99,77
2,83	5,98	3,29	2,06	1,90	0,35	absent	0,39	nedeterminat	100,82[g]
0,20	3,83	2,93	3,57	0,64	0,51	1,03	0,17	nedeterminat	99,53[h]

Analiști: O. Nichita nr. a, b, 1, 2, 3, 4, 4a, 5, 6, 7, 9, 10, 11a, 12, 13, 14, 16; A. Fleischer nr. 8, 15; E. v. Sommaruga nr. 9a; I. Treiber nr. 11, 16a; Gh. Mastacan nr. 17.
Surse: (26) a, b, 1, 2, 3, 4, 4a, 5, 6, 7, 9, 10, 11a, 12, 13, 14, 16; (46) nr. 8, 9a, 15; (44) nr. 11, 16a; (38) nr. 18.

ghiu

6,64	9,05	2,76	1,43	0,27	0,50	0,47	0,36	nedeterminat	99,93[a]
6,64	9,31	2,91	1,61	0,37	0,88	1,42	0,38	nedeterminat	99,61[b]
3,73	8,64	3,22	0,98	1,57	0,52	1,28	0,20	0,31	100,01
3,50	8,30	3,08	1,04	1,07		0,21	nedeterminat	nedeterminat	99,91

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
2a	Andezit, Ditrău — Tulgheș	53,68	17,90	2,70	5,30	0,04
2b	Andezit, Ditrău — Tulgheș	53,80	17,98	2,72	5,31	0,20
2c	Andezit, Ditrău — Tulgheș	53,89	18,09	2,56	5,17	0,24
3	Andezit, cu hipersten și augit, craterul Seaca	54,10	18,31	7,82	2,54	0,24
4	Andezit cu amfiboli, valea Secuiului — craterul Seaca	54,74	18,66	6,83	1,73	0,19
5	Andezit, Lăpușna — valea Creanga Mare	55,14	20,24	4,10	2,80	0,15
6	Andezit cu amfiboli, craterul Seaca	55,27	18,88	6,38	1,59	0,16
7	Andezit, valea Tîrnava Mare	57,21	18,82	4,66	2,98	0,14
8	Andezit, craterul Șumulău	57,60	19,01	4,01	2,87	0,07
9	Andezit cu amfiboli și augit, Topliţa	61,09	20,31	5,10	—	nedeter-mi-
10	Andezit cu amfiboli, Meșterhaza — Gudia	63,69	16,44	2,51	2,14	0,13

a) 1,86% CO_2. b) 0,60% CO_2. c) 0,04% S; 0,03% BaO; 0,76% CO_2. d) 0,02% S; 0,02% BaO; 0,90% CO_2. e) 0,12% S; 0,01% BaO; 0,74% CO_2. f) +0,15% H_2O^-. g) +0,96% H_2O^-. h) +0,98% H_2O^-; 0,22% CO_2. i) 0,22% CO_2.

c. *Har*

a	Andezit cu piroxeni, Băile Homorod	51,29	19,96	16,07	—	absent
b	Andezit cu piroxeni, vîrful Harghita	55,24	13,20	12,44	—	—
1	Andezit cu piroxeni, valea Oltului	55,99	15,17	11,27	—	—
2	Andezit, Harghita	56,0	18,9	1,7	5,0	0,1
3	Andezit cu piroxeni, Bixadul Oltutului — carieră	56,38	16,88	5,94	0,23	0,09
4	Andezit cu piroxeni și amfiboli, Băile Homorod	57,98	19,05	10,01	—	nedeter-minat
5	Andezit cu piroxeni, Tușnad	59,42	16,60	2,03	2,91	0,06
6	Andezit cu hipersten și augit, Tușnad	60,07	16,07	3,64	0,20	0,04
6a	Andezit cu piroxeni și amfiboli, Căpîlniţa	60,09	18,08	10,08	—	absent
7	Andezit cu augit, Tușnad	60,64	16,38	2,07	2,60	0,04
7a	Andezit cu biotit, Tușnad	60,64	21,08	3,98	—	nedeter-minat
8	Andezit cu biotit și amfiboli, Tușnad	60,69	16,27	4,79	0,81	0,10
9	Andezit cu biotit și amfiboli, Tușnad	61,25	16,76	3,25	1,11	nedeter-minat
10	Andezit cu biotit și amfiboli, Tușnad	62,50	18,32	4,04	0,27	0,04
11	Andezit cu amfiboli, Tușnad	62,72	17,93	2,76	0,38	0,03
12	Andezit, vîrful Puturosul	63,02	16,50	2,06	1,91	0,05

Tabelul V (continuare)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
3,89	9,36	2,28	1,72	0,59	0,98	0,88	0,22	—	100,37[c]
3,76	9,40	2,34	1,67	0,45	1,04	0,82	0,16	—	100,59[d]
3,87	8,96	2,16	1,71	0,37	1,16	0,97	0,16	—	100,18[e]
2,41	7,94	3,90	1,42	—	0,47	1,07	0,24	absent	100,49[f]
1,66	6,76	5,14	1,33	—	1,45	0,97	0,20	absent	99,66[g]
3,30	7,63	3,20	0,85	0,73	0,59	0,91	0,09	0,19	99,92
2,03	6,48	4,79	1,91	—	1,50	0,88	0,20	absent	100,29[h]
2,44	6,87	3,05	1,44	0,55	0,43	0,83	0,17	0,36	99,95
2,57	6,77	3,02	1,48	0,45	0,84	0,87	0,17	0,30	100,03
0,81	6,09	3,87	2,01	0,97		nedeter-minat	nedeter-minat	nedeter-minat	100,25
1,55	5,85	3,71	1,63	0,83	0,56	0,96	0,14	absent	100,36[i]

Analiști: M. Savul nr. a, b; E. Zamfirescu nr. 1; B. Ruzitska nr. 2; V. Ianovici nr. 2a, 2b, 2c; Bl. Budescu nr. 3, 4, 6; S. Lupan nr. 5, 7, 8; K. v. John nr. 9; S. Varga nr. 10.
Surse: (37) nr. a, b; (16) nr. 1, 5, 7; (43) nr. 2; (18) nr. 2a, 2b, 2c; (21) nr. 9; (51) nr. 3, 4, 6, 8; (45) nr. 10.

ghita

absent	5,68	3,85	2,48	0,67		nedeter-minat	nedeter-minat	nedeter-minat	100,00
absent	11,54	1,31	0,31	0,03		nedeter-minat	nedeter-minat	nedeter-minat	100,00[a]
urme	8,79	5,56	1,74	0,45		nedeter-minat	nedeter-minat	nedeter-minat	100,00[b]
4,2	7,4	3,8	0,57	1,1	0,2	0,7	0,08	—	100,44[c]
5,03	7,39	3,87	3,49	0,12	0,30	0,88	0,10	nedeter-minat	100,77[d]
urme	5,11	4,57	1,71	1,44		nedeter-minat	nedeter-minat	nedeter-minat	99,97
3,98	7,72	4,02	2,63	0,27	0,55	0,50	0,04	nedeter-minat	100,73
3,67	7,78	4,39	1,95	0,43	1,73	0,57	0,05	nedeter-minat	100,63[e]
1,04	4,95	5,60	nedeter-minat	0,16		nedeter-minat	nedeter-minat	nedeter-minat	100,00
3,24	5,83	3,72	2,44	0,59	2,39	0,65	0,06	nedeter-minat	100,69[f]
0,94	5,42	4,26	1,72	2,81		nedeter-minat	nedeter-minat	nedeter-minat	100,85
2,57	6,18	3,35	2,75	0,25	1,90	0,59	0,07	nedeter-minat	100,33[g]
1,60	6,10	5,35	3,57	0,69	0,15	nedeter-minat	nedeter-minat	nedeter-minat	99,83
1,97	5,48	4,12	2,25	0,21	0,56	0,57	0,14	nedeter-minat	100,49[h]
2,58	5,00	4,23	2,85	0,15	0,46	0,49	0,19	nedeter-minat	99,90[i]
2,22	4,56	4,32	3,31	0,16	1,05	0,27	0,23	nedeter-minat	99,88[j]

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
13	Andezit cu biotit şi amfiboli, Tuşnad	63,49	20,54	5,53	—	0,31
14	Andezit, Tuşnad — Lacul Ana	64,12	17,67	0,55	1,79	0,06
15	Andezit cu biotit, Harghita	64,31	17,41	2,55	1,68	0,23
15a	Andezit cu biotit şi amfiboli, vîrful Puturosul	65,13	18,17	4,96	—	nedeterminat
16	Andezit cu biotit şi amfiboli, Băile Tuşnad	65,92	17,20	4,82	—	nedeterminat
16a	Andezit cu biotit şi amfiboli, Tuşnad	65,99	16,77	4,57	—	nedeterminat
17	Andezit, Tuşnad	66,16	16,13	1,57	2,82	nedeterminat
18	Andezit, Tuşnad — Lacul Ana	67,11	15,37	1,28	1,33	0,04
19	Dacit riolitic (?), Ciceu — Reteag	70,64	13,57	1,00	0,81	nedeterminat

a) 5,54% Mn_2O_3. b) 1,03% Mn_2O_3. c) 0,39)% S ; 0,3% CO_2. d) 0,07% CO_2. e) 0,04% CO_2. f) 0,02% CO_2. g) 0,01%, CO_2. h) 0,02)% CO_2. i) 0,13% CO_2. j) 0,07 % CO_2; 0,09% Cl; 0,06% S. k) 0,14% CO_2; 0,16% ; Cl; 0,04% S, l Σ eronată în (23). m, n, o) Σ eronată în (46). p) 0,05% ZrO_2; 0,05% Cl.

Analiști : A. Fleischer nr. a, b, 1, 4, 6a, 15a, 16, 16a ; Al. Dănciulescu nr. 2 ; S. Varga nr. 3, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12

Tabe

Munţii Apu

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
a	Bazalt, valea Mureşului — Făgeţel	39,52	13,94	6,30	8,47	1,08
1	Bazalt, valea Mureşului — Herepea	52,20	16,57	6,84	5,63	1,07
2	Andezit cu augit şi olivină, Zam — vîrful Gruiul Sterp	52,848	14,763	5,745	4,132	nedeterminat
3	Andezit cu amfiboli, Săcărîmb — vîrful Calvaria	56,75	16,12	5,56	2,38	0,05
4	Andezit cu amfiboli şi piroxeni, vîrful Zîmbriţa — între Brad şi Săcărîmb	56,78	14,03	7,99	1,41	0,28
5	Andezit cu piroxeni, Săcărîmb — vîrful Sarcău	56,84	19,00	5,03	0,91	0,12
5a	Andezit cu augit, Opreşti — Valea Mică	57,29	18,57	3,12	4,28	nedeterminat
5b	Dacit, mina Emma — sub vîrful Draica	57,39	17,31	1,98	3,10	urme
6	Andezit cu piroxeni şi amfiboli, vîrful Pietrosul — Brad	57,45	15,93	5,78	3,42	0,12
6a	Andezit cuarţifer, Săcărîmb — mina Niculae	57,59	14,13	5,97	1,73	0,16
7	Andezit cu amfiboli cu biotit, Deva — Dealul Cetăţii	57,64	16,10	—	10,52	nedeterminat
7a	Andezit cuarţifer cu amfiboli, Săcărîmb — mina Niculae, sub vîrful Sarcău	57,79	14,33	5,97	1,73	0,16

Tabelul V (continuare)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
0,23	3,39	3,52	1,61	0,86		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,48
2,04	4,04	4,98	3,15	0,08	1,08	0,42	0,18	nedeterminat	100,50[k]
1,39	3,63	3,96	3,10	0,25	0,83	0,76	nedeterminat	nedeterminat	100,10[l]
0,16	3,90	2,30	2,82	0,77		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	98,21[m]
absent	3,66	3,14	3,98	1,28		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,00
0,24	4,64	3,25	2,86	0,08		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	98,40[n]
2,19	4,41	3,02	2,14	1,33	0,19	0,44	nedeterminat	nedeterminat	100,40[o]
1,35	3,03	5,00	3,42	0,07	1,55	0,54	0,17	absent	100,36[p]
0,33	2,53	2,85	3,06	3,84	1,03	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,66

14, 15, 18; R. Lunczer nr. 19; K. Emszt nr. 17; F. Koch nr. 13; K. v. John nr. 7; Chem. Vers. Anst. Koloszvar nr. 9.
Surse: (46) nr. a, 1, 9, 15a, 17; (4) nr. b, 4, 6a; (45) nr. 3, 5, 6, 7, 8, 12, 14, 18; (25) nr. 19; (22) nr. 7a; (17) nr. 10, 11; (5) nr. 13, 16, 16a; (23) nr. 15; (51) nr. 2.

lul VI

seni (Metaliferi)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
7,10	11,73	1,62	0,18	0,57	5,03	3,50	0,40	0,56	100,00[a]
5,50	7,91	1,55	0,17	0,07	0,33	1,60	0,30	0,26	100,00[b]
8,864	10,062	1,213	0,301	1,067		0,588	nedeterminat	nedeterminat	99,908[c]
3,80	6,23	2,76	0,93	2,44	2,30	0,40	0,45	urme	100,17
2,59	7,87	3,52	2,67	1,29		0,91	0,35	—	100,00[d]
2,90	6,37	3,59	1,59	1,19	1,37	0,61	0,24	0,35	100,11
1,69	6,17	4,58	2,43	0,47	0,49	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,68[e]
1,60	6,74	2,22	2,20	0,52	2,64	1,59	0,20	nedeterminat	100,48[f]
2,42	7,61	2,63	1,56	1,76		1,21	0,11	nedeterminat	100,00[g]
2,66	7,65	2,22	2,22	1,46		1,32	0,18	nedeterminat	100,01[h]
3,24	6,49	1,19	3,86	1,30		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,34
2,66	7,65	3,70	2,22	1,46		1,32	0,18	nedeterminat	100,01[i]

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
7b	Andezit cuarţifer cu amfiboli, Săcărîmb	57,96	16,34	5,10	1,72	0,05
8	Andezit cuarţifer cu amfiboli, Săcărîmb — vîrful Haitău	58,01	18,19	2,89	3,40	urme
9	Andezit cu amfiboli, Zlatna — Piatra Morii	58,02	22,30	4,91	1,22	nedeterminat
10	Andezit cuarţifer cu amfiboli, Săcărîmb — vîrful Gurguiata	58,17	19,18	3,04	1,33	0,09
11	Andezit cu amfiboli, Valea Roşie	58,22	18,14	—	7,30	nedeterminat
12	Andezit cu amfiboli şi augit, Zlatna — Pătrînjeni	58,53	18,52	3,59	2,72	nedeterminat
13	Andezit cu amfiboli şi augit, Zlatna — Piatra Morii	58,61	18,34	5,72	3,44	nedeterminat
13a	Andezit cu hipersten şi diopsid, Opreşti — Valea Mică	58,70	17,25	3,74	3,44	nedeterminat
14	Andezit cu amfiboli şi biotit, Deva — — Dealul Cetăţii	58,76	18,54	—	7,35	nedeterminat
14a	Andezit cu piroxeni şi amfiboli, Brad — Pietroasa	58,77	16,82	1,67	2,38	0,15
15	Andezit cu piroxeni şi amfiboli, Brad — Pietroasa	59,24	14,61	2,64	4,10	0,19
16	Andezit cu biotit, Săcărîmb — vîrful Zuckerhut	59,37	16,80	5,21	0,86	0,11
16a	Andezit cuarţifer cu amfiboli, Baia-de-Arieş — Colţul Cioranului	59,41	20,90	—	7,15	nedeterminat
17	Bazalt, valea Mureşului — Lesnic	59,96	16,81	1,35	2,90	0,83
17a	Dacit, mina Emma — sub vîrful Draica	60,23	17,37	1,93	2,80	0,01
18	Andezit cu augit, Simeria — vîrful Uroi	60,45	19,12	5,37	—	1,00
18a	Andezit cu piroxeni şi amfiboli, Brădişor	60,50	17,84	0,64	3,18	0,18
19	Dacit, Baia-de-Arieş — Colţul Cioranului	60,61	18,14	—	6,78	urme
19a	Dacit cuarţifer cu amfiboli, Zlatna — Breaza	61,03	19,67	0,96	4,41	nedeterminat
19b	Andezit cu augit şi biotit, Simeria — vîrful Uroi	61,62	18,95	5,73	—	0,77
19c	Andezit cuarţifer tonalitic (dacit cu amfiboli), Săcărîmb — vîrful Zuckerhut	62,14	18,20	4,00	0,45	urme
20	Dacit cu amfiboli, Valea Roşie — Cîrnic	62,26	18,10	2,28	2,87	urme
21	Dacit, Porcurea — vîrful Duba Mare	63,88	14,91	3,57	1,37	0,08
21a	Dacit, Săcărîmb	64,14	18,19	2,89	3,40	urme
22	Dacit, Baia-de-Arieş — Colţul Cioranului	64,21	16,51	—	5,76	urme
22a	Dacit cu amfiboli şi biotit, Bologa	64,88	17,88	2,04	1,81	nedeterminat
22b	Riolit, Valea Roşie — Cîrnic	69,08	17,05	1,64	0,37	urme

Tabelul VI (continuare)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
3,17	6,89	3,47	1,56	1,35	0,73	0,73	0,08	nedeterminat	100,27[j]
3,01	7,55	3,92	1,39	1,60		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,96
2,01	7,31	2,78	1,36	1,01		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,92
2,42	6,21	4,13	2,27	0,51	1,49	0,46	0,25	0,03	99,58
1,86	7,26	1,08	3,80	2,03		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,69
1,96	6,97	4,94	1,17	0,67	0,34	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,41
1,87	5,05	4,15	1,52	1,11	0,44	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,25
2,39	6,23	3,70	1,18	0,62	0,17	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,28[k]
2,78	4,40	1,21	3,92	3,04		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,00
1,85	5,83	2,53	1,93	2,87	2,96	0,69	0,58	nedeterminat	99,64[l]
2,21	6,41	2,85	1,95	2,68	0,32	0,73	2,26	nedeterminat	100,30[m]
2,05	5,57	4,39	1,69	0,96	1,06	0,55	0,28	0,30	99,61[n]
0,73	5,37	4,40	2,44	1,51		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,91[o]
3,61	7,31	2,85	0,93	0,99	1,03	1,30	0,30	0,26	100,50[p]
2,04	5,91	3,02	1,40	0,83	1,54	1,26	0,19	nedeterminat	100,31[q]
5,90	1,09	3,40	3,12	0,53		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,98
1,80	5,56	1,68	2,35	0,93	0,93	0,60	0,23	nedeterminat	100,03[r]
1,20	6,28	0,51	4,39	2,29		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,20
1,87	6,43	2,27	0,85	1,40	0,45	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,47[s]
0,41	6,21	2,12	2,50	0,31		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	98,62[t]
2,68	6,52	3,54	1,10	0,70		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,33
1,22	1,32	4,70	6,05	0,60	0,03	nedeterminat	nedeterminat	0,44	99,87
1,72	6,61	3,22	1,75	1,91		0,84	0,11	nedeterminat	100,01[u]
2,68	6,52	3,54	1,01	1,46		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,33[v]
2,27	4,12	0,28	4,70	2,61		nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,46
1,73	4,35	3,83	1,68	0,46	0,43	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,09
0,17	0,15	2,70	5,56	1,56	0,14	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	100,23[w]

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
23	Riolit (trahit ? ultrapotasic), Valea Roşie	69,13	15,33	0,42	1,24	nedeterminat
24	Riolit, Hondol — valea Făiragului	73,25	12,39	2,24	0,70	0,05
25	Riolit, Zlatna — Pătrînjeni	77,82	11,36	1,92	0,39	urme

a, b) Urme CO_2. c) 0,235% PO_4. d) 0,23% CO_2; 0,08% S. e) 0,59% CO_2. f) 0,12% BaO; 2,87% CO_2; urme S. g) Urme CO_2. h) 1,04% CO_2. i) 1,04% CO_2. j)1,12% CO_2. k) 1,24% CO_2. l) 0,53% CO_2; 0,08% S. m) 0,11% CO_2. n) 0,41% CO_2. o) Σ eronată în (46). p) 0,75% Cl; urme CO_2. q) 0,13% BaO; 1,64% CO_2; 0,01% S. r) 3,62%CO_2; TiO_2 eronat în (46). s) 1,16% CO_2. t) Al_2O_3 eronat în (46). u) 0, 04% CO_2. v) 0,70% CO_2; w) 1,49% S; 0,32% H_2SO_4. x) 0,12% S. y) 0,15% CO_2.

Analişti: E. Zamfirescu nr. a, 1, 4, 6, 6a, 7a, 17, 21, 24; K. Emszt nr. 2; C. Popescu nr. 3; Bl. Budescu

Tabe

Poiana

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Andezit cu augit şi olivină, Bulza — valea Dobîrleşti	51,32	16,62	9,28	—	0,55
2	Andezit cu hipersten şi amfiboli, Tomeşti	56,00	15,60	3,05	3,70	urme
3	Andezit cu amfiboli şi biotit, Bulza — valea Dobîrleşti	56,65	22,11	3,31	—	0,16
4	Bazalt, între Deva şi Dobra	59,02	14,91	5,35	1,35	0,13
5	Trahit,Bulza — valea Dobîrleşti	70,59	13,08	4,84	—	absent
6	Riolit, Tomeşti	72,10	13,43	1,11	0,30	0,03
6a	Liparit, Tomeşti	73,83	15,21	0,85	0,37	0,06

a) 0,13% S. b) 0,10% CO_2. c) Urme CO_2 şi S. d) Urme CO_2.

Analişti: K. Róka nr. 1, 3, 5; Al. Dănciulescu nr. 2; E. Zamfirescu nr. 4; A. Kizyk nr. 6; E. Dittler nr. 6a.

Tabelul

Ba

Nr.	Roca, localitatea	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Bazalt, Lucareţ	47,32	13,97	3,14	8,14	0,38
2	Bazalt, Lucareţ	47,71	15,83	1,76	8,14	0,34
3	Bazalt, Lucareţ	47,91	13,62	4,92	6,37	0,28

Analişti: O. Nichita, nr. 1, 2, 3.

Surse: (39) nr. 1, 2, 3.

Tabelul VI (continuare)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
0,07	0,46	0,96	11,30	0,75	0,08	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,88[x)]
0,36	1,71	3,88	3,78	0,93		0,53	0,11	nedeterminat	100,08[y)]
0,32	2,75	2,57	3,69	0,92	0,17	nedeterminat	nedeterminat	nedeterminat	99,91

nr. 5, 16; I. Ferenczi nr. 5a, 12, 13, 13a, 25; V. Ianovici nr. 5b, 17a; E. v. Sommaruga nr. 7, 11, 14, 19, 22; M. Vogl nr. 7b; C. Doelter nr. 8, 9, 19c, 21a; A. Kizyk nr. 10; M. Dittrich nr. 14 a, 15; K. v. Hauer nr. 16a; F. Koch nr. 18 19b; F. Weibke nr. 18a; Bodnàr nr. 19a; B. Ruzitska nr. 20, 23; R. Lunczer nr. 22 a, 22b.

Surse: (49) nr. a, 1, 17; (47) nr. 6, 7a; (46) nr. 5a, 7, 9, 11, 12, 13, 13a, 14, 16a, 18a, 19, 19a, 22, 25; (19) nr. 5b, 17a; (15) nr. 4, 6a, 20, 21, 22b, 23, 24; (20) nr. 8, 19c; (40) nr. 14a, 15; (24) nr. 18, 19b; (36) nr. 2; (11) nr. 7b; (25) nr. 22a; (1) nr. 21a; (51) nr. 3, 5, 10, 16.

lul VII

Ruscăi

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
5,36	6,92	2,96	2,15	2,60		nedeterminat	0,25	nedeterminat	100,71
5,00	8,10	4,90	0,90	0,34	2,00	0,64	0,09	—	100,45[a)]
3,42	6,67	1,86	4,10	2,20		nedeterminat	urme	nedeterminat	100,48
4,11	6,75	2,91	1,22	1,28	2,02	0,81	urme	0,12	100,08[b)]
0,16	1,77	3,09	2,95	3,15		nedeterminat	urme	nedeterminat	99,63
0,76	0,87	3,37	3,46	2,09	2,05	0,52	0,02	—	100,14[c)]
0,70	0,59	1,91	2,63	—	3,65	0,21	0,11	nedeterminat	100,12[d)]

Surse: (31) nr. 1, 3, 5; (Savu)*) nr. 2, 6; (48) nr. 4; (14) nr. 6a.

*) H. S a v u, *Asupra erupțiilor neogene din partea de V a masivului Poiana Ruscăi*, Dări de seamă Com. Geol., *43* (sub tipar).

VIII

nat

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
8,54	8,70	4,14	0,86	0,18	0,48	3,56	0,56	nedeterminat	99,97
9,02	6,54	4,41	1,08	0,28	0,51	3,44	0,45	nedeterminat	99,51
8,05	8,04	4,06	1,08	0,36	0,84	3,99	0,39	nedeterminat	99,91

PARAMETRI NIGGLI

Tabelul I A

Ouaș—Gutîi

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
1	137	36	25	29	10	.15	.51	.58	.05	36,5	14,9	48,5	0,84
2	144	32	34	26	8	.23	.43	.60	.04	38,7	19,3	42	1,66
3	140	27,5	38	26,5	8	.14	.50	.35	.16	36,5	24,9	38,6	1,30
4	145	34	35	21	10	.11	.45	.50	.00	38,2	22,5	39,3	1,60
5	150	29	39	21	11	.11	.41	.45	.05	36,9	21,5	41,6	1,30
6	155	32	34	24	10	.17	.43	.52	.00	40	18	42	2,00
7	150	29	39	22	11	.15	.38	.47	.05	36,9	23,3	39,8	1,33
8	167	32	31	24	13	.22	.35	.40	.17	38,7	18,4	42,9	1,65
9	163	39	22	31	8	.09	.16	.65	.00	43,2	11,7	45,1	3,37
10	161	25	28	27	10	.19	.42	.41	.23	38,7	26,5	34,8	1,75
11	168	32	36	24	8	.25	.51	.58	.02	42,8	18,5	38,7	2,76
12	170	30	32	29	9	.10	.42	.53	.19	42,6	19,5	37,9	2,67
13	180	44	31	13	12	.16	.50	.23	.00	46,6	26,9	26,5	3,23
14	175	32	30	23	15	.34	.35	.36	.17	39,6	17,3	43,1	1,90
15	200	36	25	28	11	.23	.29	.51	.13	46,7	12,8	40,5	4,62
16	227	49	17	2	32	.77	.17	.02	.00	38,5	14,0	47,5	1,46
17	196	33	32	19	16	.22	.42	.33	.06	42,2	15,9	41,9	2,69
18	248	52	11	1	36	.88	.30	.02	.00	39,4	10,8	49,8	1,72
19	245	42	25	18	15	.40	.36	.37	.00	51,2	13,2	35,6	6,24
20	198	40	22	28	10	.24	.45	.59	.00	48,3	10,1	41,6	6,11
21	292	48	21	0	31	.91	.15	.00	.00	47,3	12,8	39,9	4,53
22	263	39	25	19	17	.30	.48	.35	.00	51,8	10,5	37,7	7,62
23	303	41	18	17	24	.32	.25	.26	.00	52,5	6,7	40,8	5,24
24	320	44	22	1	33	.94	.05	.02	.00	49,3	10,8	39,9	6,30
25	319	41	19	17	23	.25	.25	.23	.00	53,9	7,7	38,4	11,02
26	385	50	5	3	42	.44	.28	.04	.00	52,2	2,9	44,9	23,03
27	406	40	14	1	45	.52	.48	.01	.00	54,2	4,9	40,9	16,48
28	447	45	9	3	43	.66	.19	.01	.12	55,9	2,4	41,7	35,12
29	511	48	12	1	39	.78	.15	.01	.00	61,5	4,4	34,1	27,34

Tabelul II A

Țibleș

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
1	138	32	34,5	23,5	10	.20	.46	.54	.03	36,2	19,2	44,6	1,01
2	145	33	32	27	8	.33	.51	.60	.07	39,7	17,6	42,7	1,91
3	143	27,5	28	36	8,5	.03	.66	.53	.36	37,3	24,4	38,3	1,45
4	165	37	25	27	11	.35	.54	.54	.00	41,7	11,9	46,4	2,69
5	191	34	30	22	14	.19	.41	.42	.05	43,3	15,3	41,4	3,08
6	207	34	30	22	14	.28	.42	.40	.07	45,5	14,5	40	3,89
7	300	44	17	18	21	.16	.60	.28	.00	53,9	7,5	38,6	11,26
8	323	41	26	8	25	.28	.48	.14	.00	54,2	10,8	35	8,42

Tabela III A

Toroiaga

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
1	176	33,5	30,5	17,5	18,5	.35	.43	.28	.06	37,3	15,6	47,3	1,13
2	199	31	31	20	18	.27	.40	.26	.16	37,1	17,3	45,6	1,18
3	183	33	27	22	18	.34	.43	.31	.16	39,4	15,2	45,4	1,80
4	188	31	33	20	16	.38	.43	.32	.10	40,8	17,3	41,9	2,23
5	368	50	11	12	27	.28	.40	.18	.00	57,4	7	35,6	14,43
A[a)]	200	33	31,5	19	16,5	.33	.41						
B[b)]	223	35	28,5	17	19,5	.32	.50						

a. Andezit cu amfiboli, analist M. Gawińska (7).
b. Andezit cu amfiboli, analist M. Kamieński (7).

Tabelul IV A

Birgău

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
1.	132	28	40	19	13	.08	.53	.38	.07	31	24,5	44,5	0,16
2.	154	33	31	25	11	.21	.49	.48	.08	37,9	17,9	44,2	1,41
3.	183	29	29	24	18	.34	.24	.24	.01	41,1	14,9	44	2,36
4.	213	40	23	22	15	.18	.55	.42	.00	46	13,8	40,2	4,17
5.	276	44	22	21	13	.77	.12	.44	.00	56,5	10,7	32,8	9,71
6.	250	39	27	16	18	.26	.56	.31	.00	51,3	9,9	38,8	7,71

Tabelul V A

Călimani — Gurghiu — Harghita

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
						a. *Călimani*							
1	130	30	37	23	10	.29	.49	.50	.08	33,5	22,6	43,9	0,60
2	140	32	35,5	21,5	11	.21	.49	.48	.00	34,9	19,8	45,3	0,70
3	155	33	30,5	20,5	16	.25	.48	.35	.07	34,6	17,3	48,1	0,44
4	165	30	31	21	18	.25	.46	.25	.20	34,9	19,8	45,3	0,70
5	179	34	26	25	15	.24	.47	.38	.18	40,3	15,1	44,6	2,10
6	170	34	31,5	16,5	18	.23	.68	.30	.00	36,7	16	47,3	0,97
7	181	34,5	27	22,5	16	.20	.29	.37	.05	40,7	13,9	45,4	2,25
8	187	24	37	28	11	.28	.00	.35	.29	42,7	24,4	32,9	2,57
9	183	34	27	22	17	.27	.61	.33	.12	39,7	15,6	44,7	1,90
10	199	37	25	23	15	.27	.54	.40	.00	44,2	12,9	42,9	3,63
11	189	31	36	20	13	.34	.41	.40	.02	43,1	16,9	40	2,92
12	195	35	27	20	18	.22	.73	.33	.06	41,5	13,4	45,1	5,92
13	202	40	21	24	15	.22	.50	.44	.00	45,3	10,3	44,4	4,57
14	199	35	27	20	18	.30	.58	.31	.11	42,2	13,7	44,1	2,80
15	192	17	50	30	3	.28	.29	.73	.24	49,4	31,6	19	3,48
16	214	38	24	19	19	.24	.60	.32	.00	43,6	11,1	45,3	3,62
17	304	45	13	19	23	.44	.17	.28	.00	53,2	6,4	40,4	12,31

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
						b. *Gurghiu*							
1	142	27	38	25	10	.02	.40	.45	.18	34,9	25,7	39,4	1,01
2	144	30	36	24	10	.18	.39	.50	.10	37	20,8	42,2	1,28
3	152	30	33	24	13	.19	.30	.39	.17	35,5	20,7	43,8	0,91
4	166	33	28	22	17	.12	.27	.32	.15	36,3	16,1	47,6	0,85
5	161	35	30,5	24	10,5	.15	.47	.52	.00	40,5	15,9	43,6	3,43
6	166	33,5	28	21	17,5	.20	.32	.31	.15	35,9	16,1	48	0,73
7	179	35	30	23	12	.24	.37	.47	.00	42,6	15,1	42,3	2,86
8	183	36	29	23	12	.24	.41	.47	.00	43	14,7	42,3	3,02
9	214	42	18	23	17	.25	.23	.59	.00	45,8	7,7	46,5	5,71
10	240	36,5	22,5	23,5	17,5	.23	.38	.35	.17	48,3	10,8	40,9	5,84
A[a)]	177	29	35	20,5	15,5	.30	.56						
B[b)]	122	21	50,5	18,5	10	.26	.48						

a. Andezit cu hipersten și olivină, analist M. Hańak (7).
b. Andezit bazaltic (7).

						c. *Harghita*							
1	167	27	25,5	28	19,5	.17	.00	.16	.45	33,6	22,1	44,3	0,55
2	161	32	34	23	11	.09	.53	.47	.05	39,1	18,5	42,4	1,73
3	156	27,5	34	22	16,5	.37	.61	.25	.25	33,4	22,8	43,8	0,55
4	199	36	26	19	19	.19	.00	.33	.00	38,1	11,6	50,3	0,32
5	177	29	30	24,5	16,5	.30	.60	.28	.29	38,2	19,5	42,3	1,54
6	190	30	26,5	26,5	17	.22	.65	.26	.34	39,9	18,2	41,9	1,97
7	205	33	29	21	17	.30	.57	.30	.17	42,7	15,1	42,2	2,89
8	207	33	28	22	17	.35	.47	.31	.20	43,4	14,9	41,7	3,14
9	205	34	19	22	25	.30	.42	.14	.42	38,5	13,5	48	1,44
10	222	38	22	21	19	.26	.47	.33	.05	45,1	9,7	45,2	4,63
11	224	38	22	19	21	.29	.61	.29	.05	44,4	10,3	45,3	4,13
12	230	36	23	18	23	.33	.51	.21	.18	43,6	11,3	45,1	3,59
13	240	46	18	19	17	.23	.06	.36	.00	49,4	11,2	39,4	6,20
14	217	35	17	15	23	.29	.61	.21	.13	44,1	8,1	47,8	4,53
15	232	37	21	21	21	.34	.38	.27	.14	45,7	9,6	44,7	4,97
16	284	43,5	15,5	17	24	.46	.00	.26	.00	50,5	6,3	43,2	10,31
17	262	38	27	19	16	.32	.51	.36	.00	51,8	10,6	37,6	7,57
18	288	39	17	14	30	.31	.49	.13	.23	47,3	7,6	45,1	6,80
19	410	46	11	15	28	.42	.26	.22	.00	60,2	3,6	36,2	30,05

Tabelul VI A

Munții Apuseni (Metaliferi)

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
1	137	26	48	22	4	.06	.41	.72	.00	38,6	28,7	32,7	1,80
2	128	21	50	26	3	.13	.64	.73	.14	36,5	34,8	28,7	1,50
3	182	30,5	38	21	10,5	.18	.48	.48	.00	43,7	18,9	37,4	2,98
4	172	25	34	26	15	.33	.34	.24	.30	37	24,5	38,5	1,38
5	181	36	28	22	14	.23	.50	.42	.00	41,7	13,8	44,5	2,61

Tabelul VI A (continuare)

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
6	180	29,5	34	25,5	11	.29	.33	.45	.16	42,5	19,8	37,7	2,63
7	171	28	40	21	11	.68	.35	.45	.07	41,3	21	37,7	2,31
8	194	26	32	27	15	.19	.47	.39	.18	40,4	16,2	43,4	2,15
9	181	41	24	24	11	.24	.38	.52	.00	44,8	13,2	42	3,86
10	191	37	23	22	18	.25	.50	.33	.08	40,5	11,6	47,9	2,21
11	189	35	29	25	11	.70	.31	.51	.06	45,1	13,6	41,3	3,87
12	185	34,5	25	23,5	17	.13	.37	.33	.20	40	13,8	46,2	2,26
13	192	35	32	17	16	.19	.25	.31	.00	42,1	14,6	43,3	2,72
14	202	37	34	16	13	.68	.40	.38	.00	46,6	18,4	35	3,79
15	210	31	31	24	14	.31	.37	.33	.00	46	19	35	3,57
16	205	34	27	21	18	.20	.39	.30	.13	42,5	13,6	43,9	2,92
17	197	32,5	31	25,5	11	.18	.57	.49	.09	45,7	16,3	38	3,75
18	206	38	22	22	18	.40	.25	.36	.03	43,7	9,5	46,8	4
19	215	38	27	24	11	.85	.24	.51	.00	49,4	12	38,6	5,91
20	236	40	23	5	32	.46	.40	.06	.00	40	9,5	50,5	2
21	241	33	24	27	16	.26	.39	.35	.27	49	14,5	37	5,21
22	251	38	32	17	13	.91	.41	.40	.00	53	14,9	32,1	6,36
23	362	48	7	2	43	.88	.04	.03	.00	49,4	2,5	48,1	20,80
24	405	40	16	10	34	.39	.20	.08	.18	56,2	5,4	38,4	16,69
25	537	46	15	5	34	.48	.22	.07	.00	64,9	4,9	30,2	27,40

Tabelul VII A

Poiana Ruscăi

Nr.	si	al	fm	c	al	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
1	129	25	39	26	11	.32	.51	.39	.21	27,7	32,1	40,2	0,08
2	156	25,5	35,5	24	15	.11	.58	.27	.27	34,1	25,2	40,7	0,83
3	197	39	24	21	16	.22	.64	.41	.00	39,6	12	48,4	1,75
4	192	28,5	36,5	23	12	.21	.54	.42	.15	44	20	36	3
5	377	41,5	23	9,5	26	.38	.06	.16	.00	58	7,8	34,2	13,53
6	436	48	13,5	5,5	33	.40	.51	.08	.00	59,3	5,9	34,8	16,67

Tabelul VIII A

Banat

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	π	γ	Q	M	L	α
1	107	19	50	21	10	.12	.57	.29	.20	22,7	41,6	35,7	0,08
2	111	22	50,5	16	11,5	.14	.62	.31	.11	23,9	39,7	36,4	0,21
3	113	19	50	20	11	.15	.56	.27	.20	23,9	40,3	35,8	0,00

PARAMETRI ZAVARIŢKI

Tabelul I B

Ouaş – Gutii

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	9,1	12,7	12,6	65,6	—	46	48	6	84,7
2	7	10,7	16,1	66,2	—	53,6	40,8	5,6	77,1
3	7,3	8,8	20,1	63,8	—	41,5	42,5	16	86,2
4	8,1	9,2	18,7	64	15,7	46,3	38	—	90,4
5	9,6	7,9	17,2	65,3	—	54,3	38,7	7	79,7
6	8,7	8,9	15,8	66,6	—	52,5	40,5	7	83,1
7	8,8	7,9	18,2	65,1	—	56	35	9	85,2
8	10,6	7,2	14,8	67,4	—	54,4	28,3	17,3	77,9
9	7,1	13	9,5	70,4	—	82,4	16	1,6	92,4
10	8,1	5,7	20,3	65,9	—	43,5	31,5	25	80,8
11	6,7	9,3	15,2	68,8	—	47,4	50,7	1,9	75,5
12	7,4	8,3	15,8	68,5	—	45,4	33,6	21	90,3
13	8	4,6	24,1	63,3	54,8	22,4	22,8	—	84,4
14	11,4	6,4	14,4	67,8	—	53	29	18	66,6
15	8,2	8,7	10,4	72,7	—	62	25	13	76,3
16	18,6	0,6	13,6	67,2	63,6	30,3	6,1	—	23,2
17	10,2	6,5	12	71,3	—	56,2	40,8	3	88,8
18	19,6	0,3	11	69,1	71,2	20,1	8,7	—	1,1
19	8,9	5,6	12,6	72,9	37,1	42,1	20,8	—	59,5
20	7,3	10,4	9,2	73,1	12,4	48	39,5	—	75,7
21	15,3	0,0	13,1	71,6	61,5	32,8	5,7	—	8,3
22	9,9	5,6	8,4	76,1	15,9	48,3	35,8	—	70
23	12,6	4,2	5	78,2	5,6	70,4	24		68,2
24	15,2	0,4	9,8	74,6	49,3	48	2,7	—	5,8
25	11,7	3,7	6,1	78,5	23,3	58,1	18,6	—	74,5
26	17,2	0,6	3,1	79,1	70	21,7	8,3	—	56,1
27	15,6	0,2	4,5	79,7	40,5	32	27,5	—	48,1
28	16	0,5	1,5	82	—	72,4	17,3	10,3	33,6
29	13	0,2	4,6	82,2	58	36	6	—	21,6

Tabelul II B

Ţibleş

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	8,9	10,4	16,3	64,4	—	52,9	44,4	2,7	79,5
2	7,3	11,1	15,6	66	—	44,7	47	8,3	67,3
3	7,5	8,4	20	64,1	—	21,2	40,9	37,9	94,3
4	9,2	11	10,6	69,2	—	45,7	53,3	1	65,1
5	10	7,2	12,3	70,5	—	53,9	36,9	9,2	81,3
6	9,8	6,6	11,3	72,4	—	48,3	42,5	9,2	71,5
7	11,2	4,5	6,8	77,5	35	34	31	—	83,5
8	11,7	2	9,8	76,5	36,2	43	20,8	—	71,2

Tabelul III B

Toroiaga

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	14,2	5,6	12,8	67,4	—	51,8	39,6	8,6	65,1
2	13,9	5	14,2	66,9	—	49,3	32,7	18	72,6
3	13,2	5,8	12,6	68,4	—	45,7	35,1	19,2	65,6
4	11,7	5,5	13,8	69	—	50,2	37,2	12,6	61,9
5	11,5	2,6	7,1	78,8	67,6	18,5	13,9	—	72,2

Tabelul IV B

Birgău

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	11,6	7	20,2	61,1	—	42,9	48,2	8,9	91,5
2	9,8	9	15	66,2	—	46,1	43,6	10,3	79,1
3	13,2	4,2	15	67,6	—	54,4	39,5	6,1	66,1
4	9,7	7,4	11,8	71,1	20,8	41,1	38,1	—	82,5
5	7,3	5,7	11,4	75,6	46,5	46,5	7	—	22,6
6	10,8	4,7	9,4	75,1	30,4	37	32,6	—	78

Tabelul V B

Călimani—Gurghiu—Harghita

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
				a. *Călimani*					
1	9,4	9,4	18,7	62,5	—	48,8	43,1	8,1	70,8
2	10,1	9,3	16,3	64,3	—	49,9	48,1	2	78,6
3	12,4	6,6	19,8	61,2	—	31	28,7	40,3	74,9
4	14	4,7	15,9	65,4	—	41,9	35,8	22,3	75,2
5	11,5	7,3	12,1	69,1	—	42,6	37,9	19,5	76,2
6	14	6,3	12,3	67,4	—	31,9	67,2	0,9	72,2
7	11,9	7,2	11,6	69,3	—	62,8	25,2	12	79,6
8	8,1	4,7	19	68,2	—	71,5	0,0	28,5	42,6
9	12,5	6,2	12,1	69,2	—	32,8	51,1	16,1	72,5
10	10,8	8	9,1	72,1	—	49,8	49	1,2	73,5
11	9,9	6,6	13,7	69,8	—	56	39,7	4,3	65,9
12	12,6	6,4	10,4	70,6	—	25,2	66,5	8,3	77,3
13	10,7	8,5	8,3	72,5	12,1	48,3	39,6	—	77,8
14	12,6	6	10,6	70,8	—	37,8	51,5	10,7	69,6
15	1,9	5,2	23,7	69,2	—	54,1	22	23,9	71,4
16	13	6,1	8,3	72,6	—	39,6	57,4	3	76,1
17	12	4,8	4,7	78,5	33,3	59,4	7,3	—	55

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
				b. *Gurghiu*					
1	9	7,3	20,3	63,4	—	49	32,8	18,2	83,2
2	8,8	9	17,8	64,4	—	55	35,4	9,4	82
3	11,1	7,2	16,7	65	—	57,7	25,1	17,2	80,8
4	13,6	6,4	13,3	66,7	—	60,9	22,3	16,8	88,3
5	8,6	12,6	12,6	66,2	2,3	51,7	46	—	85,8
6	14	6,3	13	66,7	—	57,7	26,9	15,4	79,5
7	9,4	8,8	11,8	70	—	62,2	36,9	0,9	76
8	9,4	8,7	11,5	70,4	2,5	57,6	39,9	—	75,2
9	11,9	7,9	7	73,2	14,3	65,3	20,4	—	74,7
10	10,8	5,9	8,3	75	—	51,5	32,1	16,4	72,3
				c. *Harghita*					
1	15	2,8	17,8	64,4	—	54,8	0,0	45,2	82,9
2	9,6	8,4	14,9	67,1	—	43,4	49,6	7	91
3	13,4	4,5	18,1	64	—	29	46,5	24,5	62,8
4	13,2	6,3	9,8	70,7	—	95,8	0,0	4,2	80,1
5	12,4	4,8	15,6	67,2	—	28,6	42,8	28,6	70,1
6	12,5	4,5	14,4	68,6	—	22,7	42,9	34,4	77,6
7	12	5,2	12	70,8	—	36	47,1	16,9	69,8
8	11,6	5,3	11,9	71,2	—	42,5	37,7	19,8	65
9	16,8	3,5	10,6	69,1	—	34,7	25,2	40,1	69,6
10	12,6	6,3	7,7	73,4	—	48,9	43,4	7,7	73,7
11	13,6	5,4	8	73	—	34,9	55,9	9,2	69,2
12	14,5	3,9	9	72,6	—	39,7	42	18,3	66,7
13	10,2	5,8	11,3	72,7	52,7	44,3	3	—	77
14	15,6	4,8	5,8	73,8	—	38	59	3	70,5
15	13,4	7,5	5	74,1	—	53	32	15	66
16	13	4,5	5,7	76,8	26	74	0,0	—	54
17	9,7	5,4	9	75,9	14,4	46,7	40,9	—	68,3
18	15,8	2,3	5,9	76	—	39	39	22	69,1
19	11	3,1	3,6	82,3	39,2	45,1	15,7	—	58,2

Tabelul VI B

Munții Apuseni (Metaliferi)

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	3,7	9,9	22,3	64,1	—	57,6	40,1	2,3	94,2
2	3,1	8,4	27,5	61	—	30,6	55,1	14,3	86,7
3	8	7,6	14,9	69,5	—	50,6	46,2	3,2	81,6
4	12,2	3,8	16	68	—	32,5	28,5	39	67
5	10,9	8,4	10,9	69,8	—	50,8	48,2	1	77,3
6	8,4	6,9	15,5	69,2	—	55,1	27,5	17,4	71,2
7	8,5	6,9	17,1	67,5	—	59,8	32,8	7,4	31,7
8	11	3,6	17	68,4	—	34,4	30,7	34,9	80,8
9	8,5	9,3	13,1	69,1	30,6	42,6	26,8	—	75,6
10	13,5	6,8	9,5	70,2	—	43,2	44,7	12,1	74.5
11	8,5	8,8	11,5	71,2	—	64,7	29,4	5,9	30,2

Tabelul VI B (continuare)

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
12	12,9	6,4	11,6	69,1	—	50,3	29,4	20,3	86,8
13	11,6	6,3	12,6	69,5	7,8	66,5	25,7	—	80,7
14	8,5	5,4	17,5	68,6	33,1	40,1	26,8	—	32,2
15	9,6	5,5	13,2	71,7	—	50,1	29,4	20,5	69,2
16	12,7	10,9	5,4	71	—	51,1	32,8	16,1	79,8
17	7,9	7,7	12,5	71,9	—	37,8	50,3	11,9	82,9
18	12,6	7,2	8,1	72,1	—	71,4	23,8	4,8	62,5
19	7,8	8,1	10,8	73,3	16,1	63,7	20,2	—	14,8
20	19	1,6	8,8	70,6	23,2	53,6	23,2	—	54,1
21	9,8	5,2	10,4	74,6	—	43,5	28,1	28,4	73,7
22	7,6	5	14	73,4	33,3	39,2	27,5	—	90,9
23	18,5	0,5	2,7	78,3	42,5	55	2,5	—	11,4
24	13,7	1,2	3,9	81,2	—	65	15,4	19,6	61,2
25	10,5	0,8	4,7	84	50	40,3	9,7	—	51,5

Tabelul VII B

Poiana Ruscăi

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	9,9	4,3	26,2	59,6	—	32,7	35,3	29	67,7
2	12	4,4	19,8	63,8	—	30,4	42,4	27,2	89,3
3	12,3	8,6	11,3	67,8	15,3	30,6	54,1	—	77,2
4	9,1	6	15,4	69,5	—	38,6	46,2	15,2	72,9
5	11,1	2,1	6,4	80,4	24,5	71,3	4,2	—	61,7
6	12,2	1	6	80,8	57,3	20,4	22,3	—	59,9

Tabelul VIII B

Banat

Nr.	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n
1	10	4,1	30,7	55,2	—	34	45,8	20,2	88,1
2	11,1	4,9	27,3	56,7	—	34,3	54,9	10,8	86,1
3	10,3	3,8	29,3	56,6	—	35	45,3	19,7	85,1

Munților Gutîi, constatînd pozițiile aberante pe care punctele reprezentative ale acestor roci le ocupă în toate diagramele de variație, noi am emis ipoteza originii secundare a actualei lor compoziții chimice (35). Conservarea acestei situații în ansamblul rocilor vulcanice tinere din R. P. Romînă ne-a determinat, și de data aceasta, să eliminăm punctele lor reprezentative din construcția diagramelor. Asupra acestei probleme trebuie făcute cîteva precizări.

În toate diagramele prezentate punctele reprezentative ale rocilor trahitice ocupă poziții complet diferite de cele ale tuturor celorlalte roci, fiind în afara cîmpului în care acestea se proiectează. Uneori punctele lor reprezentative sînt mai mult sau mai puțin apropiate de curbele de variație, situate de aceeași parte a acestora și demonstrînd astfel existența unei aceleași schimbări a compoziției chimice (diagrama *si-al*); alteori, păstrînd relativa apropiere față de curbă ele sînt dispersate de ambele ei părți, indicînd astfel că modificările suferite de compoziția chimică, în general, și de respectivii componenți, în special, nu sînt complet caracteristice ansamblului procesului (diagrama *si-fm*); în sfîrșit, în alte cazuri, punctele reprezentative ale trahitelor sînt foarte îndepărtate de curbe, oglindire a schimbărilor esențiale (și caracteristice) pe care le-a suferit compoziția lor chimică (diagramele *si-c*, *si-alk*, *si-k*).

Din cauza excepționalelor lor valori *k*, rocile se separă net în diagramele *k-mg* și *K-Na-C* în timp ce în diagramele *Mg-Fe-Ca* și *QLM* ele nu ocupă poziții semnificative. Valoarea mare a raportului K : Na și abundența de alumină sînt vizibile și în diagrama parametrilor Zavarițki.

Faptul că rocile ultrapotasice nu reprezintă o unitate petrografică primară este demonstrat, între altele, și de intervalul foarte larg de valori ale participării SiO_2 (57,78 % — 69,13 %) sau de valori ale parametrului *si* (227—362) în care ele se plasează. Unele dintre ele au evidente caractere de structură și textură trahitică în timp ce altele, cuarțifere, seamănă foarte bine cu riolitele. Roci cu caractere petrografice inițiale ușor variabile au putut deci să se îmbogățească în potasiu; riolitele și formele de trecere spre riolite reprezintă, în mod sigur, o parte din acest material, dar existența texturilor fluidale arată că trahitele sînt foarte bine reprezentate în cadrul rocilor cu caracter ultrapotasic. De altfel, în R.P. Ungară — în regiunea Sajohidveg — au fost deja găsite, prin sondaje, trahite cu o compoziție chimică normală care reprezintă, fără îndoială, materialul inițial pe care s-au desfășurat aceste transformări (35); chimismul lor nu diferă decît prin conținutul de K_2O de cel al formelor ultrapotasice și se încadrează în mod mulțumitor în diagramele de variație.

Ideile noastre asupra genezei rocilor ultrapotasice din provincia petrografică neogenă de la interiorul Carpaților, pot fi deci prezentate în modul următor.

Compoziția chimică normală a unor roci trahitice, trahitice cuarțifere și riolitice a suferit importante schimbări, în cadrul unor procese secundare; acestea au afectat, în primul rînd, elementele alcaline și calciul. În ansamblu, conținutul în elemente alcaline al acestor roci crește ușor, dar ceea ce este complet caracteristic este stabilirea unor excepționale valori ale raportului K :Na; această situație se obține atît prin aportul de potasiu, cît și prin levigarea sodiului. În cadrul acelorași procese, calciul este aproape complet eliminat și, probabil, așa cum sugerează diagramele *si-fm* și *si-mg* o bună parte din magneziu, de asemenea.

În ultima vreme, de altfel, s-au înmulțit și observațiile de natură mineralogică și petrografică ce pledează pentru acceptarea unor asemenea transformări secundare în rocile cu caracter ultrapotasic[1]).

Ideile expuse mai sus, sugerate de comparația compoziției chimice a rocilor ultrapotasice cu aceea a celorlalte roci din provincia magmatică din care fac parte, constituie, în același timp, și motivele pentru care ele n-au fost considerate în construcția diverselor diagrame.

CONCLUZII

Din această prezentare de ansamblu a compoziției chimice a rocilor vulcanice tinere de pe teritoriul R. P. Romîne, se pot desprinde următoarele concluzii :

1. Diferențierea magmelor a fost foarte avansată ; valorile parametrului *si* pînă la 540, frecvența lor, aspectul diagramei *K-Na-C* (determinat de valorile *Cal* mici) reprezintă numai cîteva indicații în acest sens.

Un fapt remarcabil — care, de altfel, constituie o trăsătură caracteristică pentru procesele de diferențiere bine dezvoltate — este relativa variabilitate a chimismului produselor acide. Această variabilitate, foarte evidentă mai ales în diagrama parametrilor Zavarițki, determină cvasiseparația dintre rocile intermediare și cele acide în unele diagrame (a se vedea frecvența valorilor parametrului *si* etc.) și, probabil, tot ei i se datorește absența formelor care să reunească toate trăsăturile specifice ale rocilor acide (a se vedea, mai ales, diagramele de variație ale parametrilor *al* și *fm* în care, în comparație cu alte situații analoge, curbele rămîn ceva mai jos, în primul caz, sau ceva mai sus, în al doilea caz ; a se vedea, de asemenea, frecvența valorilor parametrilor *al* și *c*).

S-a remarcat deja că domeniul bazic apare mult mai bine legat de cel intermediar (a se vedea frecvența valorilor parametrului *si*) și că, în consecință, *a*) rocile cu caracter intermediar reprezintă produsele de diferențiere ale magmelor bazice și *b*) rocile bazaltice și andezitice bazaltoide reprezintă magme foarte asemănătoare, fie că ele sînt anterioare fie că sînt posterioare marei mase a rocilor cu caracter intermediar și acid. Este interesant de semnalat totuși, că rocile bazaltice nu au, din punct de vedere chimic, caractere prea bazice (a se vedea frecvența și diagrama de variație a parametrilor *al* și *c* ; de asemenea, diagrama parametrilor Zavarițki).

2. Participarea elementelor feromagneziene și alcaline prezintă unele perturbații în domeniul de aciditate intermediară. Acestei situații — vizibilă în 4 diagrame de variație (parametrii *fm*, *alk*, *mg* și Zavarițki), dintre care două prezintă modificări perfect comparabile, deși este vorba de elemente diferite, a căror variație se produce în sensuri opuse (*fm* și

[1]) D. Giușcă, *Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare*, Lucrările Congresului Asociației Carpato-balcanice, Kiev, 1958.

alk) — nu îi putem da o explicație suficientă în etapa actuală a cunoștințelor noastre.

3. Caracterul calcoalcalin al magmelor este evident, deși în unele diagrame se pot sesiza trăsături oarecum diferite de cele ale altor provincii calcoalcaline; acestea trebuie însă privite ca specifice pentru provincia intracarpatică. În ansamblu, aceste trăsături par să indice o tendință sodică în compoziția chimică a magmelor și în modul său de evoluție; aspectul diagramelor *k-mg*, *Mg-Fe-Ca*, *QLM*, frecvența valorilor parametrului *k* etc. pledează în acest sens. Noi am remarcat și cu o altă ocazie acest caracter ușor alcalin (33) și am corelat această observație cu altele similare pe care unii autori le-au făcut asupra compoziției chimice a rocilor banatitice (10).

4. Prezența rocilor îmbogățite în mod secundar în potasiu poate fi privită, de asemenea, drept caracteristică pentru provincia petrografică intracarpatică, deși factorii exogeni pot să fi avut o oarecare importanță în desfășurarea acestor procese.

К ИЗУЧЕНИЮ ХИМИЗМА МОЛОДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД В ПРЕДЕЛАХ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ КАРПАТСКОЙ ДУГИ

РЕЗЮМЕ

В результате выполнения 128 химических анализов, отобранных из общего количества 177 анализов, собранных в литературе, автор приходит к следующим выводам [1]):

1. Процесс магматической дифференциации весьма продвинут; значения параметра *Si* достигают 540, что подтверждается густотой распределения этих величин, общим характером диаграммы *K-Na-C* (обусловленным низкими значениями *Cal*).

Достопримечательным является относительно невыдержанный характер химизма кислых продуктов. Эта изменчивость, наблюдающаяся, главным образом на диаграммах параметров Заварицкого, проявляется на некоторых диаграммах кажущимся разделением промежуточных и кислых пород (см. характер распределения значений параметра *si* и т.д.); этим же, повидимому, объясняется отсутствие форм, объединяющих все специфические особенности, присущие кислым породам (см., в частности, вариационные диаграммы параметров *al* и *fm*, на которых, сравнительно с аналогичной ситуацией, кривые располагаются несколько ниже — в первом случае,

[1]) При построении диаграмм не учитывались средние значения, а выделялись зоны густоты распределения фигуративных точек; таким образом, на некоторых диаграммах оконтурены зоны одинаковой частоты, а на вариационных диаграммах, в результате объединения зон максимальной частоты для одинаковых интегралов *si* (150—160) и т.д., получены непрерывные зоны в виде обычных кривых.

и несколько выше — во втором случае; см. также диаграмму распределения параметров *al* и *c*).

Отмечается более тесная связь основного поля с промежуточным (см. распределение значений параметра *si*) вследствие чего можно заключить следующие: а) породы смешанного характера являются продуктом дифференциации основных магм и б) базальтовые и андезито-базальтовые породы образовались из магм очень сходного состава, независимо от того, образовались ли они до или после образования огромных масс пород переходного или кислого состава. В связи с этим подчеркивается, что с химической точки зрения базальтовые породы носят не слишком основной характер (см. диаграмму распределения и вариационную диаграмму параметров *al* и *c*, а также диаграмму параметров Заварицкого).

2. В поведении ферромагнезиальных и щелочных элементов наблюдаются некоторые отклонения в области промежуточной кислотности; этому явлению, наблюдаемому на четырех вариационных диаграммах (параметры *fm*, *alk*, *mg* и параметры Заварицкого), среди которых две диаграммы дают хорошо сопоставимые данные несмотря на то, что речь идет о совершенно различных элементах с отклонениями в противоположных направлениях (*fm* и *alk*) — мы не можем дать исчерпывающего объяснения в свете наших знаний,

3. Известково-щелочной характер магм не вызывает никаких сомнений, несмотря на это, на диаграммах наблюдаются некоторые характеристики, не встречающиеся в известково-щелочных провинциях. Эти характеристики следует рассматривать как частные особенности внутрикарпатской провинции, которые в общих чертах указывают, повидимому, на более натриевый характер магм, повлиявший на их эволюцию; ход диаграмм *k-mg*, *Mg-Fe-Ca*, частота распределения значений параметра *k* и т.д. подтверждают вышесказанное.

4. Отдельная глава посвящается вопросу присутствия ультракалиевых пород среди молодых вулканических пород, развитых во внутренней части Карпатской дуги. На основании анормальной позиции, которую занимают фигуративные точки этих пород, обозначенные на всех вариационных диаграммах знаком *X*, автор приходит к заключению, что настоящий химический состав пород имеет вторичное происхождение, а также считает, что риолитовые, трахитовые и кварцевые породы могли быть вторично обогащены калием с образованием разновидностей, содержащих 10—12% K_2O.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Районы развития неогенового и четвертичного вулканизма во внутренней зоне Карпатской дуги. Цифры соответствуют номерам химических анализов на таблицах и параметрам Ниггли и Заварицкого.

Рис. 2. — Частота значений SiO_2 x — частота значений с учетом трахитов.

Рис. 3. — Частота значений *Si*. x — частота значений с учетом трахитов.

Рис. 4. — Частота значений *al* и c. x — частота значений с учетом трахитов.

Рис. 5. — Частота значений *fm* и *alk*. x — частота значений с учетом трахитов.

Рис. 6. — Вариационная диаграмма параметра *al*. x — позиция трахитов. Пунктиром обозначено поле распределения проекционных точек.

Рис. 7. — Вариационная диаграмма параметра *fm*. x — позиция трахитов. Пунктиром обозначено поле распределения проекционных точек.

Рис. 8. — Вариационная диаграмма параметра *c*. x — позиция трахитов. Пунктиром обозначено поле распределения проекционных точек.

Рис. 9. — Вариационная диаграмма параметров *alk*. x — позиция трахитов. Пунктиром обозначено поле распределения проектционных точек.

Рис. 10. — Вариационная диаграмма параметра Ниггли.

Рис. 11. — Частота значений *k* и *mg* *X* — частота значений с учетом трахитов.

Рис. 12. — Вариационная диаграмма параметра *k*. ● — анализы, выполненные в Соммаругой. x — позиция трахитов. Пунктиром обозначено поле распределения проекционных точек.

Рис. 13. — Вариационная диаграмма параметра *mg*. ● — анализы, выполненные флейшером, x — позиция трахитов. Пунктиром обозначено поле распределения проекционных точек.

Рис. 14. — Диаграмма *k* — *mg*. ● — анализы, выполненные в Соммаругой и Флейшером. x — позиция трахитов. Распределение проекционных точек в %: *1*.5—2,5; *2*. 2,5—1; *3* < 1.

Рис. 15. Диаграмма *QLM*. x— позиции трахитов. Распределение проекционных точек в %: *1* > 5: 1,5—2,5; *3*. 2,5—1; *4* < 1.

Рис. 16.— Диаграмма *K* — *Na*— *C* ● — анализы, выполненные в. Соммаругой. *X* — позиция трахитов. Распределение проекционных точек в %: *1*, 5—2,5: *2*. 2,5—1; *3*. < 1.

Рис. 17. — Диаграмма *Mg*—*Fe*—*Ca* ● — анализы, выполненные Флейшером. *X* — позиция трахитов. Распределение проекционных точек в % *1*. > 5; *2*. 5—2,5; *3*. 2,5—1; *4*. > 1.

Рис. 18. — Диаграмма параметров Заварицкого. ● — анализы, выполненные Флейшером и в Соммаругой. x. позиция трахитов.

Рис. 19. — Диаграмма параметров Заварицкого для пород района Лассен Пик (*A*), Сьерра-Невада (*B*) и гор Матра — Венгрия (*C*) (по Заварицкому).

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES PROPRIÉTÉS CHIMIQUES DES ROCHES VOLCANIQUES JEUNES À L'INTÉRIEUR DE L'ARC CARPATIQUE

RÉSUMÉ

L'interprétation de 128 analyses chimiques, choisies parmi les 177 publiées dans la littérature, a permis à l'auteur de tirer les conclusions suivantes[1]) :

1. La différenciation des magmas a été très avancée ; les valeurs du paramètre *si*, jusqu'à 540, leur fréquence, l'aspect du diagramme *K*—*Na*—*C* (déterminé par les petites valeurs *Cal*) ne représentent que quelques indications dans ce sens.

[1]) Dans la construction des diagrammes, on n'a pas utilisé de valeurs moyennes, mais on a établi des zones de fréquence des points ; c'est ainsi que, dans certains diagrammes, on a tracé des zones d'égale fréquence, tandis que, dans les diagrammes de variation, en reliant les zones de fréquence maximum pour des intervalles *si* égaux (150—160, etc.), on a obtenu des zones continues, représentant les courbes ordinaires.

La variabilité relative du chimisme des produits acides constitue un fait remarquable. Cette variabilité, fort évidente, surtout dans le diagramme des paramètres de Zavaritzki, détermine la quasi-séparation des roches intermédiaires et acides dans certains diagrammes (voir la fréquence des valeurs du paramètres *si*, etc.) et est, probablement, encore la raison de l'absence de formes réunissant tous les traits spécifiques des roches acides (voir, surtout, les diagrammes de variation des paramètres *al* et *fm* où, par comparaison avec d'autres situations analogues, les courbes sont un peu plus basses, dans le premier cas, ou un peu plus hautes, dans le deuxième ; voir, en outre, la fréquence des valeurs des paramètres *al* et *c*.

Un fait remarquable est celui que le domaine basique apparaît bien plus étroitement lié au domaine intermédiaire (voir la fréquence des valeurs du paramètre *si*). Il s'ensuit, donc, que : *a*) les roches à caractère intermédiaire représentent les produits de différenciation des magmas basaltiques et *b*) les roches basaltiques et andésitiques basaltoïdes représentent des magmas très ressemblants, qu'elles soient antérieures ou postérieures à la grande masse de roches à caractère intermédiaire et acide. Il est toutefois intéressant de signaler que les roches basaltiques n'accusent pas, au point de vue chimique, des caractères trop basiques (voir la fréquence et la diagramme de variation des paramètres *al* et *c*, ainsi que le diagramme des paramètres de Zavaritzki).

2. La participation des éléments ferro-magnésiens et alcalins présente certaines perturbations dans le domaine d'acidité intermédiaire. De cette situation — visible sur 4 diagrammes de variation (paramètre *fm*, *alk*, *mg* et de Zavaritzki), dont deux présentent des modifications parfaitement comparables, bien qu'il s'agisse d'éléments divers dont la variation a lieu en sens inverse (*fm* et *alk*) — il est difficile de donner une explication satisfaisante à l'étape actuelle de nos connaissances.

3. Le caractère calco-alcalin des magmas est évident, bien que certains diagrammes offrent des traits quelque peu différents de ceux qu'on observe dans d'autres provinces calco-alcalines ; mais ces traits doivent être considérés spécifiques de la province intracarpatique. Dans l'ensemble ces traits semblent indiquer une tendance sodique la composition chimique des magmas et de leur mode d'évolution. L'aspect des diagrammes *k-mg*, *Mg-Fe-Ca*, la fréquence des valeurs du paramètre *k*, etc. constituent autant d'indications en ce sens.

4. Un chapitre spécial a été réservé au problème de la présence des roches ultra-potassiques dans l'ensemble des produits du volcanisme jeune à l'intérieur de l'arc carpatique. La position aberrante que les points représentatifs de ces roches occupent dans tous les diagrammes de variation (où ils sont désignés par le signe x) conduisent l'auteur à la conclusion que leur composition chimique actuelle est de nature secondaire. Il estime que des roches riolitiques, trachytiques et trachytiques quartzifères ont pu subir un enrichissement secondaire en potassium, ce qui a conduit à des formes tenant de 10 à 12 % de K_2O.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Régions au volcanisme néogène et quaternaire à l'intérieur de l'arc carpatique. Les chiffres correspondent aux tableaux des analyses chimiques, avec les paramètres de Niggli et de Zavaritzki.

Fig. 2. — Fréquence des valeurs de SiO_2. x désigne la fréquence des valeurs, compte tenu des trachytes.

Fig. 3. — Fréquence des valeurs de *si.* x = fréquence des valeurs compte tenu des trachytes.

Fig. 4. — Fréquence des valeurs de *al* et *c.* x = fréquence des valeurs compte tenu des trachytes.

Fig. 5. — Fréquence des valeurs de *fm* et *alk.* x = fréquence des valeurs, compte tenu des trachytes.

Fig. 6. — Diagramme de variation du paramètre *al.* x désigne les positions des trachytes. En pointillé, le champ de distribution des points de projection.

Fig. 7. — Diagramme de variation du paramètre *fm.* x = positions des trachytes. En pointillé, le champ de distribution des points de projection.

Fig. 8. — Diagramme de variation du paramètre *c.* x = positions des trachytes. En pointillé, le champ de distribution des points de projection.

Fig. 9. — Diagramme de variation du paramètre *alk.* x = positions des trachytes. En pointillé, le champ de distribution des points de projection.

Fig. 10. — Diagramme de variation du paramètre de Niggli.

Fig. 11. — Fréquence des valeurs de *k* et *mg.* x = fréquence ● des valeurs, compte tenu des trachytes.

Fig. 12. — Diagramme de variation du paramètre *k.* ● = analyses de v. Sommaruga ; x = positions des trachytes. En pointillé, le champ de distribution des points de projection.

Fig. 13. — Diagramme de variation du paramètre *mg.* ● = analyses de Fleischer ; x = positions des trachytes. En pointillé, le champ de distribution des points de projection.

Fig. 14. — Diagramme *k-mg.* ● = analyses de v. Sommaruga et Fleischer ; x = positions des trachytes. Fréquence des points de projection, en % ; 1) 5-2,5 ;2) 2,5-1 ;3) < 1.

Fig. 15. — Diagramme *QLM.* x = positions des trachytes. Fréquence de points de projection, en % ; 1) > 5 ;2) 5-2,5 ;3) 2,5-1 ;4) < 1.

Fig. 16. — Diagramme *K-Na-C.* ● = analyses de v. Sommaruga ; x = positions des trachytes. Fréquence des points de projection, en % ; 1) 5—2,5 ; 2) 2,5—1 ;3) < 1.

Fig. 17. — Diagramme *Mg-Fe-Ca.* ● = analyses de Fleischer ; x = positions des trachytes. Fréquence des points de projection, en % ; 1) > 5 ; 2) 5—2,5 ; 3) 2,5-1 ; 4) < 1.

Fig. 18. — Diagramme des paramètres de Zavaritzki. = ● analyses de Fleischer et v. Sommaruga ; x = positions des trachytes.

Fig. 19. — Diagramme des paramètres de Zavaritzki pour les roches des régions de Lassen Peak (*A*), Sierra Nevada (*B*) et Matra — R. P. Hongroise (*C*).

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Curs de Geologie generală.* I. *Fenomene magmatice*, București, 1946.
2. — *Cineritele din Neogenul romînesc şi vîrsta erupţiilor vulcanice corespunzătoare*, An. Com. geol. Rom., 1953, **25**.
3. ATANASIU L., DIMITRESCU R. şi SEMAKA AL., *Studiul petrografic al Eruptivului din munţii Bîrgăului*, Dări de seamă, Com. geol. Rom., 1956, **40**.
4. BÁNYAI I., *Studiu geologic asupra flancului de V mijlociu al muntelui Harghita*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1927, **10**.
5. BAUMGARTNER K., *Ueber vulkanische Auswürflinge von Bad Tuşnad in Siebenbürgen*, Tsch. Mineral. Petrogr. Mitt., 1902, **21**.
6. BURRI C. u. NIGGLI P., *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens.* I. *Die Ophiolite*, Zürich, 1945.
7. — *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens.* II. *Der Chemismus der post-ophiolitischen Eruptivgesteine*, Zürich, 1949.
8. BURRI C., *Bemerkungen zur Anwendung der Niggli-Werte*, Schw. Min. Petr. Mitt., 1956, **36**.

9. CIOFLICA GR., *Studiul geologic şi petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Băiţa (Baia Mare)*, An. Univ. „C. I. Parhon", 1956, **11**.
10. CODARCEA AL., *Etude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fier — Bocşa Montană (Banat)*, An. Inst. geol. Rom., 1931, **15**.
11. CSIKI G., *Beiträge zur Kenntnis der Siebenbürgischen Dazite*, Földt. Közl., 1941, **81**.
12. DIMITRESCU R., *Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapăn*, Dări de seamă Com. geol. Rom., 1953, **38**.
13. — *Cercetări petrografice în regiunea Baia Borşa — Toroiaga*, Dări de seamă Com. geol. Rom., 1955, **39**.
14. DITTLER E. u. KIRNBAUER K., *Das Bentonitvorkommen von Tomeşti (Rumänien)*, Z. f. prakt. Geol., 1953, **41**.
15. GHIŢULESCU T. et SOCOLESCU M., *Etude géologique et minière des monts Métallifères*, An. Inst. geol. Rom., 1941, **21**.
16. GRIGORE I., *Studiu geologic şi petrografic asupra munţilor Gurghiu*, Bucureşti, 1957.
17. HERMANN N. u. VARGA S., *Andesite in der Umgebung von Tuşnad*, Földt. Közl., 1950, **80**.
18. IANOVICI V., *Sur les roches andésitques de Ditrău*, Ann. Sci. Univ. Iassy, 1935, **20**.
19. — *Etude pétrographique et chimique des dacites de Draica*, Ann. Sci. Univ. Iassy, 1938, **24**.
20. INKEY B., *Nagyág und seine Erzlagerstätten*, Hersausgeg. v. d. Kgl. Ung. Naturw. Ges., 1885.
21. JOHN K., *Analyse eines Augit-Hornblende-Andesits von Topliţa bei Georgy-St. Miklos in Siebenbürgen*, Verh. d. .k. geol. R A., 1874.
22. — *Analyse eines Hornblende-Andesits von Tuşnad am Büdos bei Kronstadt in Siebenbürgen*, Verh. d.k.k. geol. R.A., 1874.
23. JUGOVICS L., *A Torjai Büdösshegy hidrogeológiai viszonyai és ásványvizei*, Hidr. Közl., 1947, **27**.
24. KOCH A., *Neue Minerale aus dem Andesit des Aranyar Berges in Siebenbürgen*, Tsch. Mineral. Petrogr. Mitt., 1878, **1**.
25. LAŢIU V., *Birefringenţa feldspaţilor plagioclazi din seria andezinei şi studiul microscopic al rocilor cu andezin din Transilvania*, Rev. Muz. Geol. Min., Cluj, 1928, **2**.
26. NICHITA O., *Etude pétrographique et chimique de la région des vallées Neagra et Haïta*, Ann. Sci. Univ. Iassy, 1935, **20**.
27. NIGGLI P., *Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge*, Schw. Min. Petr. Mitt., 1922, **1**.
28. — *Gesteins und Mineralprovinzen*, Berlin, 1923, **I**.
29. PÁLFY M., *Die geologischer Verhältnisse des Nagybanyaer Bergreviers*, Jber. k. Ung. geol. R.A.f. (1914), 1915.
30. PAVELESCU L., *Studiul geologic şi petrografic al masivului Ţibleş*, An. Com. geol. Rom., 1953, **26**.
31. PINKERT E., *Beiträge zur Kentnis der Eruptivgesteine der Berggruppe von Bulza*, Földt. Közl., 1907, **27**.
32. QUERVAIN F. DE, *Die jungen Eruptivgesteine der Pannonischen Senke und ihrer Umrandung*, Schw. Min. Petr. Mitt., 1927, **7**.
33. RĂDULESCU D., *Asupra rocilor trahitice din regiunea Baia Mare*, Comunicările Acad. R.P.R., 1953, **3**, *11—12*.
34. — *Cercetări geologice în partea de V a regiunii Baia Mare*, Dări de seamă Com. geol. Rom., 1955, **39**.
35. — *Studiul petrografic al regiunii Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare)*, An. Com. geol. Rom., 1958. **31**.
36. ROZLOZSNIK P., *Die Eruptivgesteine des Gebietes zwischen den Flüssen Marosch und Körös an der Grenze der Komitate Arad und Hunyad*, Földt. Közl, 1905, **35**.
37. SAVUL M. u. KRÄUTNER TH., *Die Basaltandesite von Topliţa u. Sarmaş*, C. R. Acad. Sci. Roum., 1956, **1**, *3*.
38. SAVUL M. et MASTACAN G., *Les dacites et la succession des éruptions volcaniques dans la région E des monts Călimani*, C. R. Acad. Sci. Roum., 1939, **3**, *2*.
39. SAVUL M. et NICHITA O., *Quelques considérations d'ordre pétrographique sur le basalte de Lucareţi (Banat)*, C. R. Acad. Sci. Roum., 1945, **7**.
40. SCHUMACHER F., *Die Golderzlagerstätten u. Goldbergbau der Rudaer- Zwölf Apostel Gewergschaft zu Brad in Siebenbürgen*, Z. f. prakt. Geol., 1912, **20**.
41. STOICOVICI E., *Separaţiuni şi succesiuni magmatice în masivul eruptiv din regiunea cuprinsă între „Ţara Oaşului" şi „Ţara Chioarului"*, Rev. Muz. Geol. Min. Cluj, 1937, **6**.

42. SZADECZKY I., *Über die Gesteine von Verespatak*, Földt. Közl., 1909, **39**.
43. — *Munţii vulcanici Hărghita-Călimani*, Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1930, **16**.
44. TREIBER I., *Studiul petrografic al formaţiunii subvulcanice din regiunea Zebrac*, Studii şi cercetări ştiinţifice Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1954, **5**.
45. VARGA S., *Andesitenanalysen aus dem Harghita-Gebirge und aus dem Kelemen-Havasok-böl.*, Jber. ung. geol. Anst. u. 1943, 1950, **2**.
46. VENDL M., *Studien aus der jungen Karpatischen Metallprovinz*, Univ. Sopron. Mitt. Berg. u. Hütt. Abt. 1947 **16**.
47. ZAMFIRESCU E., *Analize de roce şi minereuri*, Stud. tehn. şi econ., seria B, 1939, **10**.
48. — *Analize de roce şi minereuri*, Stud. tehn. şi econ., seria B, 1941, **20**.
49. — *Analize de roce şi minereuri*, Stud. tehn şi econ., seria B, 1949, **30**.
50. ЗАВАРИЦКИИ А. Н., *Введение в петрохимию изверженных горных пород*, Москва, 1950,
51. * * * Arhiva Comitetului Geologic al R.P.R. (1946—1957).

CONTRIBUȚII LA STUDIUL GENEZEI CELESTINEI SEDIMENTARE

DE

IOSIF IMREH și GABRIELA IMREH

Comunicare prezentată de M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 14 februarie 1961

Studiind celestina din rocile Bazinului Transilvaniei — între anii 1952 și 1959 — am avut ocazia să facem o serie de observații cu ajutorul cărora a fost posibil un studiu amănunțit în ceea ce privește geneza celestinei sedimentare. Din acest punct de vedere, în Bazinul Transilvaniei găsim o varietate de tipuri de zăcămînt de celestină. Putem spune că aici se găsesc la un loc aproape toate tipurile de zăcămînt. Am găsit celestină în calcare terțiare (asemănător ocurenței de la Mokattam în Egipt), în zăcămintele de gips, iar în calcarele bituminoase din Transilvania celestina apare într-o paragenză asemănătoare celei din Sicilia.

Terenul studiat de noi se găsește în partea de NV a Transilvaniei pe un perimetru limitat la sud de Turda, la est de Cluj, la vest de Huedin și la nord de Jibău (fig. 1).

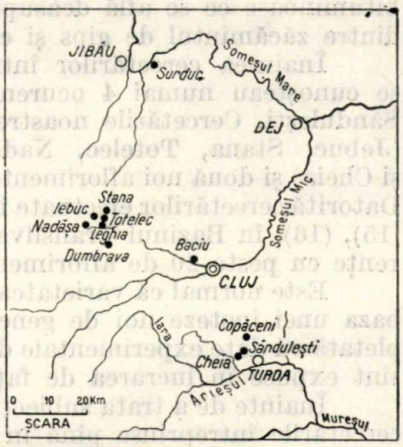


Fig. 1. — Schița cu ocurențele de celestină din Bazinul Transilvaniei.

Geologia regiunii a fost studiată amănunțit de A. Koch (18), Gr. Răileanu și E. Saulea (25), Th. Joja (17) și N. Mészáros (22).

Celestina studiată de noi se găsește în depozite paleogene și neogene. În continuare, vom prezenta — după N. Mészáros (22) — schema stratigrafică a depozitelor eocene în care am găsit celestină.

Eocen superior	1. Orizontul marnelor cu briozoare 2. Orizontul cu *Nummulites fabiani*	wemmelian
	3. Orizontul calcarelor grosiere superioare 4. Orizontul gipsurilor superioare 5. Orizontul cu anomii	ledian
Eocen mediu	6. Seria vărgată superioară 7. Orizontul calcarelor grosiere inferioare 8. Orizontul marnelor şi argilelor cu ostreide 9. Orizontul marnelor şi calcarelor cu moluşte 10. Orizontul cu *Nummulites perforatus* 11. Orizontul cu *Gryphaea eszterházyi* 12. Orizontul gipsurilor inferioare 13. Orizontul marnelor şi calcarelor oolitice	lutetian

În depozitele eocene, celestina se găseşte în calcarele grosiere superioare, în gipsurile superioare şi în gipsurile inferioare. În interiorul orizontului calcarelor grosiere superioare se observă o alternanţă de strate de calcar cu argile şi marne intercalate. În acest orizont, celestina apare sub forma unor cristale de diferite mărimi, pe pereţii crăpăturilor din calcar, sau sub forma unor filonaşe de celestină fibroasă, în intercalaţiile de marne şi argile albastre-verzui.

Şi în interiorul orizonturilor cu gipsuri se observă o alternanţă a bancurilor de gips cu intercalaţii argiloase şi marne. Celestina din zăcămintele de gips formează filonaşe în intercalaţiile de argilă şi marnă de culoare albastră-verzuie. Am descris succesiunea stratelor, deoarece mai tîrziu vom apela la aceasta.

În depozitele neogene, celestina apare ori în golurile unor calcare bituminoase ce se află deasupra unui zăcămînt de gips, ori la contactul dintre zăcămîntul de gips şi calcarul bituminos (tortonian).

Înaintea cercetărilor întreprinse de noi, în Bazinul Transilvaniei se cunoşteau numai 4 ocurenţe de celestină: Cluj, Baciu, Copăceni şi Săndulești. Cercetările noastre au pus în evidenţă încă 8 ocurenţe noi (Jebuc, Stana, Totelec, Nadăşa, Leghia, Dumbrava, Surduc — Sălaj şi Cheia) şi două noi aflorimente foarte bogate în celestină la Cluj şi Baciu. Datorită cercetărilor efectuate în ultimul timp (9), (10), (11), (12), (13), (14), (15), (16), în Bazinul Transilvaniei se cunosc în prezent, în total 12 ocurenţe cu peste 20 de aflorimente.

Este normal că varietatea şi bogăţia datelor obţinute de noi a format baza unei ipoteze noi de geneză, care, ulterior, a fost verificată şi completată cu date experimentale de laborator. Rezultatele cercetărilor noastre sînt expuse în lucrarea de faţă.

Înainte de a trata subiectul propriu-zis, vom trece în revistă pe scurt cercetările întreprinse pînă în prezent în legătură cu această problemă.

★

Unul dintre primii cercetători care s-a ocupat mai pe larg cu geneza celestinei sedimentare a fost E. H. Kraus (21). Într-o lucrare în care descrie celestina din golurile unui calcar dolomitic, afirmă că aceasta s-a format singenetic cu roca în care se află, incluzînd cristalele de ce-

lestină cînd calcarul era încă în stare plastică. Merită să fie menționată afirmația lui Kraus — asupra acestuia vom mai reveni — că nu este de acord cu Sherzer, care presupune că celestina din calcarul dolomitic s-ar fi format datorită interacțiunii unei soluții cu conținut de stronțiu cu o soluție de sulfat de calciu.

În anul 1878 — încă înainte de Kraus — A. Koch (19) afirmă, referitor la celestina de la Baciu, că aceasta s-a format din carbonat de stronțiu sub influența acidului sulfuric. Din păcate A. Koch a rezervat acestei probleme numai cîteva rînduri.

În anul 1913 K. Andrée (1) a trecut în revistă toate cercetările întreprinse pînă atunci în legătură cu geneza celestinei sedimentare. Din această vastă și temeinică rezumare rezultă că, pînă în anul 1913, teoria singenezei — care pretinde că celestina a precipitat direct din apa mării o dată cu rocile care includ mineralul — a devenit dominantă, iar ipoteza lui Sherzer și Koch nici nu este luată în considerare.

Cercetările mai noi s-au îndreptat, în general, spre geochimia stronțiului, iar geneza celestinei, în special, a fost aproape neglijată. Singura lucrare mai nouă care se ocupă și cu geneza celestinei este a lui W. Schilly (26) apărută în anul 1933. Lucrarea aceasta are un caracter cristalografic și numai într-un capitol, destul de redus ca volum, tratează geneza celestinei. Constatările din acest capitol arată că autorul nu s-a ocupat îndeaproape cu geneza celestinei, ci a preluat părerile cercetătorilor anteriori, în special ale lui K. Andrée.

În anul 1934 W. Noll (24) și G. Hevesy (8) au publicat date privitoare la geochimia stronțiului. Mai de curînd A. P. Vinogradov (30), Fr. Heide (7) și K. K. Turekian (28) au adus contribuții importante în legătură cu geochimia stronțiului. În special rezultatele lui A. P. Vinogradov și ale colectivului său sînt foarte prețioase pentru clarificarea unor probleme legate de geneza celestinei sedimentare.

Trecînd în revistă bibliografia referitoare la celestina sedimentară, putem constata că aceasta prezintă diferite forme de apariție. Astfel, găsim celestină : *a*) în golurile și crăpăturile calcarelor, respectiv calcarelor dolomitice ; *b*) în zăcămintele de gips ; *c*) în zăcămintele de sare și *d*) în golurile fosilelor. Această ultimă formă de apariție în realitate face parte din prima categorie, fiindcă fosilele se găsesc în calcare. Totuși, pentru că acestea reprezintă o problemă deosebită am socotit necesar să ne ocupăm mai pe larg de această formă de apariție a celestinei sedimentare.

a. *Celestina din calcare și calcare dolomitice*

Calcarele celestinifere studiate de noi se găsesc la Baciu (9), Cluj (10), Copăceni (11), Sănduleşti (12), Cheia (13) și Surduc — Sălaj.

În valea Baciului, pîrîul a descoperit un complex calcaros (calcarul grosier superior), cu o grosime de circa 25 m. Între bancurile de calcar ale acestui complex se găsesc intercalate strate de argilă, de diferite gro-

simi şi culori. Celestina se găseşte pe pereţii crăpăturilor din calcare, sub forma unor cristale mari şi bine individualizate, şi a unor filonaşe fibroase, aşezate vertical sau oblic în argilele şi marnele de culoare albastră sau albastră-verzuie, intercalate între bancurile de calcar.

La Cluj, celestina se găseşte în calcarele grosiere superioare din partea vestică a oraşului. Un afloriment foarte bogat în celestină se află tot în acest loc, dar în albia rîului Someş. Aici cristalele de celestină (14) sînt foarte numeroase şi bine individualizate.

Dacă comparăm ocurenţele de la Cluj şi Baciu cu cele de la Mokattam şi Heluan din Egipt se poate observa o foarte mare asemănare, atît în ceea ce priveşte vîrsta, poziţia şi succesiunea stratelor, cît şi modul de apariţie a celestinei. În ambele locuri (Cluj şi Mokattam) se observă o alternanţă de bancuri calcaroase cu intercalaţii de argile, iar celestina se află pe pereţii crăpăturilor din calcare, în golurile fosilelor şi în intercalaţiile de argilă. În sfîrşit, în ambele locuri calcarele sînt foarte bogate în resturi fosile constituite din carbonat de calciu, dintre care cele din aragonit s-au dizolvat, nerămînînd decît mulajul lor. Pe baza acestor asemănări este normal ca şi concluziile ce decurg din studiul celestinei de la Cluj şi Baciu să fie într-o oarecare măsură valabile şi pentru ocurenţele de la Mokattam şi Heluan.

La Surduc — Sălaj, o ivire de celestină se găseşte în golurile fosilelor dintr-un calcar recifal.

În celelalte ocurenţe, mai sus-amintite, o parte a celestinei se găseşte în golurile calcarelor bituminoase.

b. *Celestina din zăcămintele de gips*

Locul clasic al acestui fel de zăcămînt este în Sicilia, unde celestina apare în asociaţie cu gipsul, sulful, aragonitul şi roci bituminoase. Ocurenţe asemănătoare sînt şi la: Săndulești, Copăceni şi Cheia, unde pe lîngă celestină mai apar: gipsul, sulful, cuarţul, calcedonia şi un calcar bituminos.

În afară de aceste iviri, în partea de NV a Bazinului Transilvaniei am mai găsit, în zăcămintele de gips de diferite vîrste, şapte ocurenţe de celestină (Stana, Jebuc (15), Totelec [1]), Leghia [2]), Nadăşa (16), Dumbrava (10) şi Surduc — Sălaj). În aceste ocurenţe, celestina formează filonaşe fibroase, cu o poziţie verticală sau oblică, aşezate în argile şi marne de culoare albastră, albastră-verzuie, care nu se prelungesc în stratele vecine. Trebuie să mai menţionăm că celestina ce apare în zăcămintele de gips nu se întîlneşte niciodată în bancurile de gips, ci totdeauna numai în intercalaţiile mai sus-amintite.

---

[1]) I. Imreh şi G. Imreh, *Celestina fibroasă de la Totelec* (manuscris).
[2]) I. Imreh şi G. Imreh, *Celestina fibroasă de la Leghia* (manuscris).

c. *Celestina din zăcămintele de sare*

O. M ü g g e (23) a găsit incluse în cristalele de carnallit din zăcămîntul de la Stassfurt o mulțime de cristale mici de celestină. La un studiu amănunțit, acestea s-au dovedit a fi cristale de (Ca, Sr)SO_4 și nu de celes-

Fig. 2. — Stratele din zăcămîntul de gips de la Jebuc.

tină. Un astfel de tip de apariție a celestinei în Bazinul Transilvaniei nu avem, însă după cum vom vedea în cele ce urmează, acest tip nici nu prezintă importanță în geneza celestinei sedimentare.

d. *Celestina din golurile fosilelor*

Prezența critalelor de celestină în golurile fosilelor, formate din carbonat de calciu, a fost observată de mulți cercetători. Astfel, P. D r a v e r t (3) a găsit celestină în resturi de brachiopode, cefalopode și lamellibranhiate (*Nautilus cornutus*, *Modiolopsis pallasi*, *Productus cancrini* etc.). I. R. B l u m (citat după (1)) a găsit celestină lîngă St. Cassian în resturi de *Ampularia*, iar K. A n d r é e lîngă Mokattam în resturi de *Stylocoenia*, *Nautilus*, *Cerithium*, *Natica* etc. La Cluj, în aflorimentul din albia Someșului, noi am găsit celestină în *Cerithium*, *Echinolampas*, *Pectunculus*, *Clavilithes*, *Crassatella* etc. (14).

Din cele prezentate anterior reiese că celestina sedimentară apare în sedimente diferite ca vîrstă și compoziție. Această constatare este valabilă nu numai pentru Transilvania, ci și pentru alte părți ale globului. Cu toată diversitatea formelor de apariție a celestinei sedimentare, în Transilvania însă am observat un lucru comun, și anume că celestina apare numai în calcare sau în rocile din apropierea calcarelor. De exemplu, zăcămintele de gips în care am găsit celestina se găsesc sub calcare,

care în majoritatea cazurilor au grosimi relativ mari (Leghia, Dumbrava, Nadăşa, Jebuc, Stana, Totelec, Surduc — Sălaj). Acest punct comun ne-a determinat să căutăm sursa de stronţiu a celestinei sedimentare în calcare.

ORIGINEA STRONŢIULUI DIN CELESTINA SEDIMENTARĂ

În capitolul anterior am văzut că majoritatea cercetătorilor a fost de părere că celestina sedimentară a precipitat singenetic cu rocile gazdă direct din apa mării. Cu toate că această ipoteză — pe baza datelor bibliografice — pare a fi acceptată în general, s-au făcut şi în trecut unele constatări care atribuie o oarecare importanţă şi unor organisme marine. Astfel O. M. Reis (citat după (1)) a fost de părere că stronţiul poate fi acumulat în mod local de unele organisme marine, în speţă de viermi tubicoli. Mai recent A. P. Vinogradov atribuie importanţă şi unor organisme marine cu părţi scheletice din aragonită, care acumulează stronţiul din apa mării.

În ceea ce priveşte precipitarea singenetică a celestinei cu calcarele, s-au ivit o serie de date care nu sînt în concordanţă cu teoria singenezei celestină-calcar şi au contribuit într-o oarecare măsură la rezolvarea justă a problemei.

Astfel H. Fischer (5) a observat că în calcarele celestinifere studiate de el, apariţia celestinei se mărgineşte la acele bancuri de calcar care sînt formate din cochilii de scoici. Alţii (4) au constatat că calcarele conţin carbonat de stronţiu. K. Andrée (1) menţionează că la Heluan (la sud de Cairo), prof. Blankenhorn a găsit într-un calcar eocen un filonaş de stronţianit gros de 1,5 cm. Apariţia în calcar a filonaşului de stronţianit nu poate fi concordată cu singeneza celestină-calcar, totuşi K. Andrée s-a grăbit să afirme că această ocurenţă nu poate să infirme teoria singenezei susţinută de el, fiindcă proveniența stronţianitului este necunoscută.

Observaţiile noastre, precum şi constatările lui : Fischer, Koch, Reis, Sherzer, Blankenhorn şi Vinogradov, arată că sursa de stronţiu a celestinei sedimentare trebuie să fie însăşi calcarele în care se află mineralul. În elaborarea ipotezei noastre, am pornit de la faptul că stronţiul dispers în calcare este prezent sub formă de carbonat. Deoarece calcarele studiate de noi sînt foarte bogate în cochilii de moluşte, respectiv în mulajele lor, am presupus că sursa primară de stronţiu trebuie să fie aceste cochilii. Este cunoscut de altfel că unele aragonite conţin întotdeauna stronţiu în cantităţi relativ mari. Observaţia lui Fischer că celestina apare numai în acele bancuri de calcare care sînt formate din cochilii de scoici, ne-a îndreptat cercetările tot în această direcţie.

Se ştie că partea de sidef a cochiliilor de moluşte este formată din aragonit, excepţii în acest sens fiind rare. Din această cauză, am studiat cochiliile a două scoici recente din Marea Neagră. Rezultatul analizelor chimice a fost surprinzător : 10,06 % carbonat de stronţiu la *Mytilus galloprovincialis* şi 6,18 % la *Cardium edule* pentru întreaga cochilie. În ceea ce priveşte localizarea stronţiului în cochilie, analizele chimice arată

că acesta se găsește în sideful cochiliei, pentru că raportul carbonat de calciu-carbonat de stronțiu la *Mytilus*, cu partea de sidef bine dezvoltată, este de 42,18 : 10,06 %; la *Cardium*, cu partea de sidef mult mai subțire,

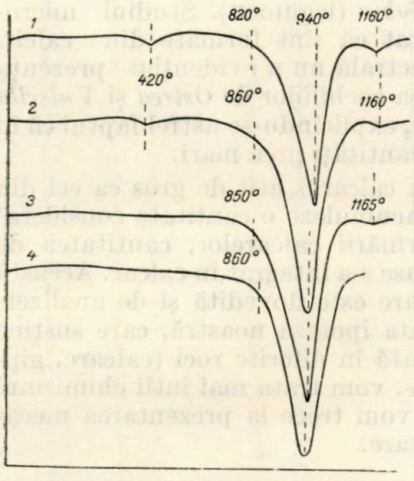


Fig. 3. — Curbele DTA ale aragonitelor și calcitelor cu conținut de SrO.

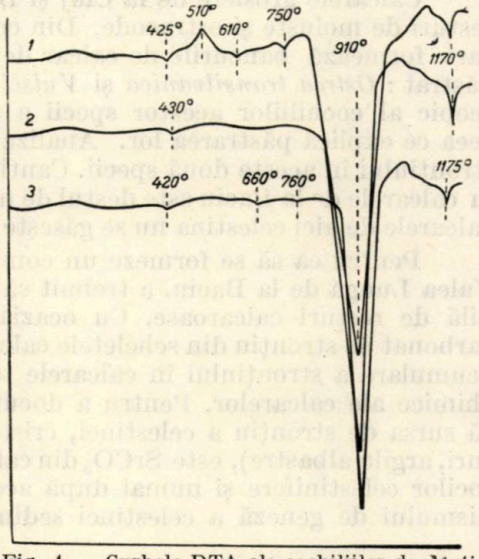


Fig. 4. — Curbele DTA ale cochiliilor de *Mytilus* și *Cardium* sp.

acest raport este de 66,25 : 6,18 %. Studiile optic, termodiferențial și röntgenografic au confirmat presupunerea noastră privind localizarea stronțiului. Aceste studii sînt prezentate însă într-o altă lucrare [1]), aici urmînd să se arate pe scurt numai rezultatele analizei termodiferențiale.

În condiții identice de analiză, A. F. Korjinski (20) a constatat că mărimea efectului endotermic al stronțianitului din unele aragonite și calcite este în funcție de cantitatea de SrO al acestora. În figura 3 prezentăm curbele DTA obținute de Korjinski. Prima curbă este dată de un aragonit cu 3,59 % SrO, a doua reprezintă curba unui aragonit cu 1,01 % SrO, a treia pe a unui calcit cu 0,86 % SrO, iar a patra reprezintă un calcit fără conținut de SrO. Bazîndu-ne pe constatările lui Korjinski, am efectuat analiza termodiferențială pe trei probe. În figura 4 prezentăm cele trei curbe obținute de noi. Prima este curba dată de întreaga cochilie de *Mytilus*, a doua este curba dată de sideful cochiliei de *Mytilus*, iar a treia este curba întregii cochilii de *Cardium*. Nu am putut efectua analiza DTA a părții de sidef a cochiliei de *Cardium*, deoarece aceasta nu a putut fi desprinsă. La analiza DTA am utilizat 2 g de substanță, viteza de încălzire fiind de 15° pe minut.

Pe curbele obținute apar diferite efecte exo- și endoterme, dintre care ne interesează mai îndeaproape efectele endoterme ale stronțianitului,

[1]) I. Imreh, *Contribuții la studiul cristalizării izomorfe a aragonitei și stronțianitei* (manuscris).

care apar la temperaturi cuprinse între 1165 şi 1170°. Din figura 4 reiese clar că efectul endoterm al sidefului cochiliei de *Mytilus* este ceva mai mare decît al întregii cochilii.

Calcarele grosiere de la Cluj şi Baciu sînt formate în bună parte din resturi de moluşte şi ostracode. Din cochiliile a 140 de specii de moluşte, care formează bancurile de calcar de la Baciu şi Cluj, numai două s-au păstrat : *Ostrea transilvanica* şi *Vulsella dubia* (legumen). Studiul microscopic al cochiliilor acestor specii a arătat că sînt formate din calcit, ceea ce explică păstrarea lor. Analiza spectrală nu a evidenţiat prezenţa stronţiului în aceste două specii. Cantitatea cochiliilor de *Ostrea* şi *Vulsella* în calcarele de la Baciu este destul de mare, explicîndu-se astfel faptul că în calcarele de aici celestina nu se găseşte în cantităţi prea mari.

Pentru ca să se formeze un complex calcaros atît de gros ca cel din Valea Lungă de la Baciu, a trebuit să se acumuleze o cantitate considerabilă de resturi calcaroase. Cu ocazia formării calcarelor, cantitatea de carbonat de stronţiu din scheletele calcaroase s-a integrat în calcar. Această acumulare a stronţiului în calcarele terţiare este dovedită şi de analizele chimice ale calcarelor. Pentru a documenta ipoteza noastră, care susţine că sursa de stronţiu a celestinei, cristalizată în diferite roci (calcare, gipsuri, argile albastre), este $SrCO_3$ din calcare, vom trata mai întîi chimismul rocilor celestinifere şi numai după aceea vom trece la prezentarea mecanismului de geneză a celestinei sedimentare.

CHIMISMUL CALCARELOR CELESTINIFERE

Anterior, am arătat că părţile din aragonit ale cochiliilor de moluşte studiate de noi conţin carbonat de stronţiu în cantitate relativ mare. Analizele chimice au fost efectuate pe cochilii recente (nealterate); din aceste analize se pot obţine date, mai mult sau mai puţin precise, asupra cantităţii iniţiale de $SrCO_3$ prezent în cochiliile moluştelor fosile, deci şi în calcarele formate din ele. La discuţia acestei probleme trebuie să ţinem seama şi de faptul că nu toate părţile resturilor scheletice din carbonatat de calciu sînt din aragonit. Cu ocazia diagenezei, în funcţie de intensitatea procesului şi de timpul cît acţionează, o parte din cantitatea iniţială de stronţiu a fost îndepărtată din calcare, astfel că analizele chimice vor pune în evidenţă numai restul de stronţiu care nu a fost levigat.

Prezenţa stronţiului în calcarele grosiere din Valea Lungă de la Baciu a fost semnalată încă de R. F a b i n y i (4). Cantitatea mică de stronţiu găsită se explică prin faptul că F a b i n y i a analizat numai două bancuri de calcare formate din resturi de crustacei.

Pentru analiza chimică am luat probe din calcarele eocene din împrejurimile Clujului. Deoarece analiza fiecărui strat în parte ar fi reclamat prea mult timp, am colectat din fiecare orizont probe în cantităţi raportate la grosimea stratului respectiv. Eşantioanele astfel colectate le-am sfărîmat şi pulberea obţinută a fost ţinută timp de 24 de ore în agitator

pentru a obține un material cît mai omogen. Analiza a fost repetată de patru ori, iar media rezultatelor este următoarea :

SiO_2	3,16 %
Fe_2O_3	0,40 %
FeO	0,13 %
MnO	0,62 %
MgO	0,52 %
CaO	51,89 %
SrO	0,35 %
CO_2	40,44 %
SO_3	1,34 %
S	0,10 %
rest	1,05%
	100,00 %

Din analize reiese că conținutul de SiO_2 al calcarelor eocene celestinifere este destul de ridicat, ceea ce este și normal, deoarece partea cea mai mare a fracțiunii insolubile în acid clorhidric este formată din granule rotunjite de cuarț. Dacă comparăm datele analizelor noastre cu cele obținute de F a b i n y i constatăm că SiO_2 are o valoare cu mult mai mare. Noi am obținut valoarea mediei de 0,35 % SrO pentru întregul complex, pe cînd F a b i n y i a găsit $SrCO_3$ numai în cantități extrem de mici. Valoarea pentru stronțiu obținută de noi depășește aproape de două

Tabelul nr. 1

Datele analizelor chimice pe perioade geologice, după A. P. Vinogradov

Diviziunile geologice	Ca	Mg	Sr	Ba	Si	Al	Fe^{3+}	$Th.10^{-4}$	SO_4
Proterozoic	20,35	12,65	0,0033	0,0012	0,90	—	0,53	—	0,06
Cambrian	24,30	7,10	—	—	3,52	0,74	2,44	—	0,39
Ordovician	22,85	6,60	0,0067	0,0093	4,22	1,75	2,02	5,2	0,18
Silurian superior	31,20	2,65	0,0490	0,0240	0,90	—	0,08	3,0	0,33
Devonian mediu	23,45	5,70	0,0400	0,0153	7,78	1,38	1,83	2,4	5,19
Franchian	28,30	3,65	0,0280	0,0051	3,78	1,67	1,60	4,8	0,54
Famenian	27,95	4,10	0,0730	0,0036	4,48	1,06	0,83	2,7	3,63
Devonian superior	27,20	4,25	0,0454	0,0044	4,66	1,87	1,36	3,9	2,04
Carbonifer inferior	32,25	3,90	0,0403	0,0005	1,39	0,31	0,39	1,7	2,70
Carbonifer mediu	30,55	4,45	0,0226	0,0016	2,13	1,07	0,74	1,3	1,26
Carbonifer superior	27,05	7,45	0,0129	0,0019	1,58	1,50	0,27	1,0	4,74
Permian inferior	23,70	8,10	0,0863	0,0019	1,70	0,55	3,72	1,0	10,95
Permian superior	28,65	4,40	0,0150	0,0067	3,67	0,94	1,17	1,9	2,34
Jurasic	17,65	1,80	0,0192	0,0086	—	—	—	4,7	0,24
Cretacic inferior	32,70	1,10	0,0280	0,0050	—	—	—	2,0	0,33
Cretacic superior	32,60	0,32	0,0826	0,0094	8,18	1,34	0,90	2,7	0,33
Terțiar	24,85	0,82	0,1500	0,0220	6,34	1,14	0,79	7,1	0,24

ori pe cea obținută de A. P. V i n o g r a d o v și colectivul său, cu ocazia analizelor rocilor carbonatate din Platforma Rusă. Deoarece vom mai reveni asupra acestei analize, în tabelul nr. 1 prezentăm datele analizelor lui V i n o g r a d o v și colectivul său, fără să dăm însă valorile totalizatoare pe perioade.

În afară de cantitatea de stronţiu, în geneza celestinei o importanţă foarte mare o au şi raporturile FeO/Fe_2O_3, respectiv S/SO_3. Raportul molecular $S/SO_3 = 0{,}19$ arată că, în calcare, cantitatea de sulfuri nealterate este mică, cu alte cuvinte gradul de oxidare a sulfurilor este mai mare decît în argilele albastre, după cum vom vedea în cele ce urmează. Acest grad de oxidare a sulfurilor (în special a piritei) are o importanţă mare în geneza celestinei, deoarece cu cît cantitatea de sulfuri nealterate este mai mică, cu atît sursa de acid sulfuric este mai redusă. Din acest motiv numai o parte din stronţiul calcarelor poate fi fixat sub formă de $SrSO_4$, restul de stronţianit este atacat, dizolvat, transportat şi — după cum vom vedea — va fi fixat sub formă de celestină în intercalaţiile de argilă de culoare albastră sau albastră-verzuie.

În raport cu argilele şi marnele albastre-verzui sau cu calcarul argilos-nisipos de culoare albastră-verzuie din albia rîului Someş (Cluj), calcarele eocene studiate de noi conţin şi au conţinut în trecut incomparabil mai puţină pirită. Calcarul argilos-nisipos de culoare albastră-verzuie din albia rîului Someş este o excepţie. Cantitatea mare de pirită din roca ce se găseşte în albia Someşului, precum şi abundenţa mare în mulajele resturilor fosile dizolvate (această ivire este un adevărat cimitir de fosile) explică cantitatea mare de celestină găsită aici. Ocurenţa din albia Someşului la Cluj este cea mai bogată ivire în $SrSO_4$ din calcarele eocene din Transilvania.

În general din cauza insuficienţei acidului sulfuric, cristalizarea celestinei în calcare va fi lentă, ceea ce se manifestă în apariţia de cristale mari idiomorfe şi limitate de forme cristalografice perfecte.

În ceea ce priveşte chimismul calcarelor bituminoase de la Copăceni, Sănduleşti şi Cheia, analizele chimice preliminare au scos în evidenţă o cantitate de 1,41 % $SrCO_3$. Cantitatea de SrO a calcarului analizat este mult mai mare, deoarece în calcarele bituminoase se află celestină în golurile foarte fine ale calcarului. Noi însă am determinat numai stronţiul sub formă de carbonat, fiindcă la discuţia genezei celestinei sedimentare acesta are importanţă, fiind sursa primară de stronţiu. Pe lîngă analiza chimică pentru stronţiu am efectuat şi studiul röntgenografic al calcarelor bituminoase de la Cheia şi Copăceni. Acest studiu a arătat că partea cristalizată a rocii este formată din calcit, aragonit, stronţianit şi celestină, respectiv un mineral al cărui spectru nu a putut fi identificat cu siguranţă. Rezultatul analizei (metoda pulberilor, cameră cu diametru obişnuit, anticatod de Cu, curentul electric 10 mA, 50 kV, radiaţii K_α) este prezentat în tabelul nr. 2.

Din tabelul nr. 2 reiese că, pe lîngă spectrele stronţianitului, apar şi unele spectre care ar corespunde unor aragonite cu conţinut de stronţiu. A. F. Korjinski în lucrarea sa (20) prezintă un tabel cu valorile d/n ale unor aragonite cu conţinut de stronţiu. Unele valori d/n, obţinute cu ocazia analizei röntgenografice ale calcarelor bituminoase şi care sînt asemănătoare cu valorile d/n ale aragonitelor cu conţinut de stronţiu prezentate de Korjinski, ne îndreptăţesc să credem că în calcarele bituminoase de la Cheia şi Copăceni există şi aragonit cu conţinut de stronţiu în proporţie redusă. Această presupunere ar fi în deplină

concordanță cu datele obținute cu ocazia studiului nostru pe cochiliile de scoici recente.

Este interesant că și K. K. Turekian (28), în legătură cu conținutul de stronțiu al rocilor sedimentare, a găsit că sedimentele calca-

Tabelul nr. 2

Rezultatele analizelor obținute prin metoda pulberilor, asupra celestinei de la Copăceni și Cheia

Nr. crt.	Copăceni		Cheia		Nr. crt.	Copăceni		Cheia	
	I	d/n	I	d/n		I	d/n	I	d/n
1	8	7,253	8	7,233	16	3	1,681	3	1,675
2	3	3,823	3	3,827	17	1	1,599	1	1,598
3	3	3,489	3	3,481	18	5	1,514	5	1,525
4	10	3,046	10	3,039	19	3	1,460	—	—
5	3	2,776	3	2,758	20	—	—	5	1,481
6	3	2,680	—	—	21	2	1,440	2	1,440
7	2	2,458	1	2,442	22	5	1,420	5	1,419
8	3	2,411	3	2,409	23	3	1,330	3	1,346
9	1	2,286	2	2,284	24	5	1,298	5	1,297
10	1	2,088	1	2,102	25	5	1,232	5	1,239
11	5	2,037	5	2,035	26	3	1,199	—	—
12	5	1,993	3	1,991	27	3	1,175	3	1,174
13	1	1,914	2	1,912	28	1	1,152	3	1,151
14	1	1,857	2	1,855	29	8	1,044	6	1,048
15	3	1,784	3	1,798					

roase pelagice recente conțin stronțiu în cantități foarte mari față de alte roci (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Răspîndirea stronțiului în diferite roci din scoarța terestră (după K. K. Turekian și J. Kulp)

Rocile	Ca %	Sr g/t
Roci bazaltice	7,1	465
Roci granitice (a)	0,6	100
Roci granitice (b)	1,9	440
Calcare	40,0	610
Șisturi argiloase	5,0	300
Sedimente calcaroase pelagice	35,0	2 075

Valorile găsite de noi sînt de 4 ori mai mari decît cele ale lui Turekian și Kulp.

CHIMISMUL ARGILELOR INTERCALATE ÎNTRE BANCURILE DE CALCARE ȘI GIPSURI

O altă rocă în care se găsește celestină este argila de culoare albastră-verzuie, respectiv, marnele de aceeași culoare intercalate între bancurile de calcar și stratele de gips din zăcămintele de gips.

A. V e n d l (29) a demonstrat că argilele albastre sau albastre-verzui îşi datoresc culoarea piritei fin dispersate în rocă. Acea parte a rocii care a fost în contact cu atmosfera se colorează în galben, brun sau brun-roşcat datorită piritei limonitizate. Din punct de vedere chimic, între argilele albastre şi cele galbene diferenţa constă în valorile raporturilor moleculare FeO/Fe_2O_3 şi S/SO_3. Raportul FeO/Fe_2O_3 arată gradul de oxidare a fierului, iar raportul S/SO_3 gradul de oxidare a sulfului, ambele valori indică gradul de oxidare a piritei din argilele analizate. S-a constatat că, în argilele de culoare albastră, pirita prezintă un grad de oxidare incipient. Aceste observaţii se reflectă în valorile foarte mici ale raporturilor mai sus-amintite în argilele galbene şi brune în raport cu cele albastre.

Cele observate de V e n d l au fost confirmate şi de cercetările noastre. Deoarece în geneza celestinei din intercalaţiile menţionate mai sus cea mai mare importanţă o au raporturile amintite — în afară de stronţiu — în analizele chimice ne-am limitat numai la determinarea acestor raporturi şi la o analiză spectrală pentru stronţiu.

În cursul analizelor, diferitele probe din aceeaşi rocă nu au dat valori identice. Din această cauza am efectuat în general şase analize din aceeaşi rocă. Diferenţa se explică prin faptul că în argilă se găsesc numeroase concreţiuni minuscule de limonită şi gips secundar, care modifică într-o oarecare măsură raporturile mai sus-amintite. Rezultatele parţiale ale analizelor chimice sînt reprezentate în tabelul nr. 4.

Tabelul nr. 4

Rezultatele analizelor chimice privind raporturile FeO/Fe_2O_3 şi S/SO_3 din diferite ocurenţe

Roca	Sr	FeO/Fe_2O_3						S/SO_3					
Argilă albastră Dumbrava	— — — — — —	2,38	2,20	3,02	1,99	1,80	2,60	7,20	7,25	7,19	7,03	7,30	7,20
Argilă albastră Baciu	— — — — — —	1,80	2,01	1,83	1,98	1,90	1,89	6,06	6,89	6,11	6,27	6,37	5,81
Argilă galbenă Baciu	— — — — — —	0,32	0,21	0,39	0,28	0,35	0,27	0,86	0,79	0,89	0,71	0,80	0,80
Argilă albastră Leghia	— — — — — —	1,02	1,13	1,35	1,19	1,60	1,55	5,34	6,70	5,51	4,98	5,70	5,34
Argilă roşie Leghia	— — — — — —	0,18	0,21	0,15	0,05	0,11	0,13	0,31	0,55	0,31	0,43	0,32	0,39
Argilă albastră Nadăşa	— — — — + —	1,93	2,30	2,03	2,10	2,35	2,09	8,71	8,58	7,98	8,03	8,10	7,68
Argilă albastră Stana	— — — — — —	1,85	2,07	1,72	1,87	1,92	1,80	8,09	8,18	8,03	8,21	8,13	8,30
Argilă albastră Jebuc	— — — — — —	2,11	1,81	1,78	1,91	2,13	1,78	7,95	7,83	7,91	8,01	7,89	7,97
Argilă albastră Totelec	— — — — — —	1,78	1,93	1,56	1,35	2,01	1,66	5,99	6,52	6,78	6,17	6,34	8,02

Trebuie să menționăm că unele dintre argilele ce figurează în acest tabel au un conținut foarte variat în $CaCO_3$, ele putînd fi socotite ca adevărate marne. Datele prezentate în același tabel arată că raporturile FeO/Fe_2O_3 și S/SO_3 din argilele albastre sînt mai mari decît cele din argilele galbene și roșiatice, ceea ce explică lipsa stronțiului din intercalațiile de argile. Prezența acestuia în proba de la Nadășa se datorește probabil existenței unei impurități de celestină în materialul analizat. Cînd menționăm lipsa stronțiului, ne referim la chimismul rocii gazdă fără a lua în considerare filonașele de celestină, care s-au format ulterior și care provin din alt loc. Pentru chimismul argilelor celestinifere este specifică lipsa stronțiului și cantitatea relativ mare de pirită, din oxidarea căreia rezultă acidul sulfuric. Oxidarea piritei din argilele intercalate este dovedită de crustele și concrețiunile de limonită, în interiorul cărora uneori găsim pirită intactă.

MECANISMUL DE GENEZĂ A CELESTINEI SEDIMENTARE

Din analizele noastre, precum și ale altor autori, reiese că — dintre rocile sedimentare — cele mai bogate în stronțiu sînt calcarele. După cum am văzut, stronțiul din calcare s-a acumulat sub formă de carbonat, prin intermediul organismelor marine. În cursul procesului de diageneză, cochiliile din aragonit ale organismelor care au acumulat stronțiul au suferit schimbări. Apa circulatorie, cu conținut de CO_2 și acizi, a atacat cochiliile din aragonit dizolvîndu-le și, prin acesta, mobilizînd stronțiul din ele.

În calcarele studiate de noi, apa circulatorie conține O_2, CO_2 și H_2SO_4. Dintre acești componenți, O_2 și CO_2 se află în cea mai mare cantitate. Bioxidul de carbon dizolvat în apă va ataca $CaCO_3$ și $SrCO_3$ trecîndu-le în soluție sub forma de $Ca(HCO_3)_2$ și $Sr(HCO_3)_2$.

Oxigenul provoacă oxidarea lentă și permanentă a piritei, din care va rezulta acid sulfuric. În jurul concrețiunilor de pirită pe cale de limonitizare, soluțiile apoase vor avea un caracter acid, ceea ce va provoca formarea de sulfat de calciu, respectiv de stronțiu. Ambele minerale se regăsesc în calcarele studiate de noi. Uneori, la suprafața concrețiunilor de limonită găsim cristale de gips care acoperă complet concrețiunea. Mai rar, la suprafața agregatelor de pirită limonitizată apar și cristale de celestină. Totuși, pentru soluțiile din calcarele grosiere, nu putem admite, în general, schimbări prea mari ale pH-ului, deoarece ionul de carbonat, prezent în aceste soluții, se comportă ca tampon egalînd oscilațiile prea mari. Considerăm că pH-ul soluțiilor din calcarele studiate de noi a fost de la slab acid pînă la neutru. Local, aciditatea se poate accentua datorită acidului sulfuric.

În calcare acidul sulfuric se transformă în cea mai mare parte în sulfat și, astfel, în soluțiile apoase va circula mai ales sulfat de calciu.

Aşadar, acidul sulfuric din calcare va influenţa direct în măsură mai mică formarea celestinei, atacînd aragonitul resturilor scheletice şi formînd cristale de celestină, aşa cum sînt cele colectate din albia Someşului la Cluj.

Rolul predominant în calcare îl au însă soluţiile gipsifere care, reacţionînd cu soluţiile de $Sr(HCO_3)_2$, au dat naştere la celestină şi calcit, urmînd reacţia de mai jos, care reprezintă procesul schematic :

$$Sr(HCO_3)_2 + CaSO_4 \longrightarrow SrSO_4 + CaCO_3 + H_2O + CO_2 \qquad (I)$$

Conform acestei reacţii, în calcare, celestina ar trebui să apară în asociaţie cu calcitul. Justeţea ipotezei noastre asupra genezei este dovedită şi de faptul că celestina în calcarele eocene din Transilvania apare fără excepţii în asociaţie intimă cu calcita (fig. 5). Această asociaţie a fost remarcată şi de alţi autori care au studiat celestina din Bazinul Transilvaniei.

În argilele celestinifere situaţia este alta. Analizele chimice au arătat că în aceste argile nu se găseşte stronţiu, deci acesta trebuie să provină din altă parte. Din gipsuri nu poate proveni pentru că analizînd spectroscopic gipsurile în 54 de probe, colectate din 6 ocurenţe, numai 3 probe au dat — şi acelea incerte — liniile stronţiului. Stronţiul celestinei din argilele intercalate între bancurile de gips provine din calcarele ce se găsesc deasupra zăcămintelor de gips. Soluţiile din calcare aduc $Sr(HCO_3)_2$ şi $Ca(HCO_3)_2$. Sub influenţa acidului sulfuric din argilele şi din marnele de culoare albastră-verzuie vor avea loc următoarele reacţii :

$$Sr(HCO_3)_2 + H_2SO_4 \longrightarrow SrSO_4 + 2H_2O + CO_2 \qquad (II)$$

$$Ca(HCO_3)_2 + H_2SO_4 \longrightarrow CaSO_4.2H_2O + 2CO_2 \qquad (III)$$

Rezultă deci două minerale : celestina şi gipsul. Într-adevăr în argilele celestinifere, pe lîngă filonaşele de celestină fibroasă, mai apar şi filonaşe de gips format ulterior. La Surduc — Sălaj am găsit chiar un filonaş format parte din gips parte din celestină (fig. 6).

O altă dovadă elocventă asupra rolului argilelor albastre (adică a acidului sulfuric prezent în ele) în cristalizarea celestinei o formează o deschidere în carierele de calcar grosier din Valea Lungă lîngă Baciu. Aici, într-o intercalaţie de argilă marnoasă de culoare albastră-cenuşie, am găsit 4 filonaşe de celestină fibroasă dispuse vertical. Stratul de argilă marnoasă se găseşte intercalat între bancurile de calcar din carieră (fig. 7) şi este colorat la bază în albastru-cenuşiu, iar în partea superioară în galben-brun. Celestina de aici se găseşte numai în orizontul de culoare albastră-cenuşie, iar în orizontul de culoare galbenă-brună dispare brusc. Acelaşi lucru l-a observat şi A. K o c h într-o altă deschidere din Valea Lungă. În profilul prezentat de el, se vede cum filonaşul de celestină, ajungînd în argila galbenă-brună, se efilează şi dispare. În Valea Lungă lipseşte gipsul, totuşi apare celestina fibroasă perfect asemănătoare atît ca poziţie

cît și ca aspect cu cea din intercalațiile de argilă din zăcămintele de gips, fiindcă există calcarul (sursa de stronțiu) și există argila albastră (sursa de acid sulfuric).

În cazul calcarelor bituminoase, cu conținut relativ mare de stronțiu, sursa de SO_4 este gipsul care se află în orizonturile inferioare ale acestor calcare. Aici se găsesc cristale de celestină, ori în calcarul bituminos, ori la contactul dintre calcar și zăcămintele de gips de sub ele. În această privință o dovadă concludentă o constituie ocurența de la Cheia. Aici avem un calcar bituminos, de 1,5 m, așezat pe un strat gros de gips. Orizontul superior al calcarului nu conține celestină. Urmărind pe verticală, găsim celestină cristalizată pe pereții crăpăturilor din calcare. Într-un orizont inferior apar cristale de celestină care umplu complet goluri cu contururi ovale, rezultate din dizolvarea unor concrețiuni de gips din calcar (fig. 8). Sub acest orizont celestina apare numai pe pereții golurilor ovale, pe care le căptușește împreună cu calcita. În sfîrșit, în orizontul inferior al calcarului bituminos găsim concrețiuni de gips-alabastru răspîndit în masa calcarului. Cu timpul, o parte a concrețiunilor de gips-alabastru s-au dizolvat, punînd în libertate frumoase cristale de cuarț și concrețiuni de calcedonie. Eșantionul prezentat în figura 9 arată toate etapele de dizolvare ale concrețiunilor de gips-alabastru incluse în calcarul bituminos. Pe figură se pot vedea concrețiuni intacte (g_1 și g_2), concrețiuni de gips în parte dizolvate (g_3 și g_4) pe margine cu o dungă întunecată, cristale de cuarț (k) și goluri (u_1 și u_2) rezultate după dizolvarea completă a gipsului-alabastru. Acest eșantion provine din orizontul inferior al calcarului bituminos.

Ocurența de la Cheia arată clar procesul de dizolvare a gipsului-alabastru și înlocuirea lui, de sus în jos, cu celestină. Astfel se ajunge de la golurile rezultate prin dizolvarea gipsului și care sînt complet umplute cu celestină (fig. 8), la golurile din alt orizont al calcarului bituminos, umplute numai în parte cu celestină și calcită, și, în sfîrșit, la orizontul bazal al calcarului bituminos, unde golurile sînt complet libere și fără celestină sau cu concrețiuni de gips intacte, respectiv parțial dizolvate.

ROLUL GOLURILOR DIN FOSILE ÎN GENEZA CELESTINEI

Este cunoscut mai de mult faptul că celestina cristalizează și în golurile unor fosile, constituite din carbonat de calciu. Cei mai mulți cercetători descriu faptul fără a interpreta însă fenomenul. Aceasta se datorește probabil faptului că, în general, s-au găsit puține fosile în interiorul cărora se află cristale de celestină și apariția lor a fost sporadică. Noi, însă, în ivirea din albia Someșului la Cluj am descoperit un afloriment care a furnizat mai mult de 50 de fosile, în interiorul cărora am găsit cristale de celestină; uneori chiar mulajul golului din fosilă a fost în întregime alcătuit din celestină. Din punctul de vedere al frecvenței cristalelor și al diferitelor forme de agregare a celestinei, ivirea descoperită de noi este una dintre cele mai interesante.

În cele ce urmează vom prezenta cîteva eșantioane cu diferitele forme de apariție a celestinei. În figura 10 prezentăm un exemplar de

Echinolampas giganteus al cărui interior este complet umplut cu cristale de celestină; se poate observa scheletul din calcit (*k*) al fosilei şi celestina (*c*) din interiorul ei.

Eşantionul din figura 11 prezintă un agregat de celestină (*c*) format în golul unui gasteropod. Agregatul a devenit negativul golului pînă în cele mai fine detalii. Cochilia gasteropodului s-a dizolvat şi a dispărut, rămînînd numai agregatul de celestină care a fost desprins din calcarul compact.

În figurile 12, 13 şi 14 sînt prezentate cristale de celestină (*c*) pe mulajele de *Corbis subpectunculus* d'Orb. Aceste cristale — bine dezvoltate — uneori parcă îmbracă şi limitează mulajul fosilei.

Cristalele de celestină (*c*) din figura 15 se găsesc între mulajele unor fragmente de moluşte nedeterminate.

În figura 16 se observă cum celestina apare într-un gol rezultat din dizolvarea părţii scheletice a unei moluşte, din care nu au rămas decît impresiunile.

Tot în golul rămas după dizolvarea părţii scheletice apar şi cristalele de celestină prezentate în figura 17. Aici celestina (*c*) formează o placă groasă de 1 cm, care se poate vedea în partea dreaptă a figurii. La marginea agregatului de celestină se observă frumoase cristale prismatice.

În figura 18 prezentăm un eşantion cu două agregate de celestină: unul (c_1) la suprafaţa unui mulaj de *Pectunculus pulvinatus*, altul (c_2) în apropierea primului avînd forma negativă a interiorului unui gasteropod. Acest agregat (c_2) este asemănător celui prezentat în figura 11, cu deosebirea că gasteropodul era altul, iar celestina umplea golul numai la exterior, interiorul agregatului fiind format din mîl calcaros solidificat, astfel că celestina îmbracă mulajul din interiorul gasteropodului. Acest agregat s-a format în felul următor : cînd cochilia gasteropodului a căzut pe fund şi părţile moi ale animalului s-au descompus, în golul din interiorul cochiliei a pătruns mîlul calcaros ce se afla pe fundul mării. Acesta solidificîndu-se a dat forma negativă a golului. Mai tîrziu, dizolvîndu-se peretele cochiliei, în locul ei s-a format celestina care a acoperit sîmburele calcaros al mulajului preexistent. Numărul mare al fosilelor celestinifere colectate, precum şi diversitatea modului de apariţie a agregatelor de celestină, ne-au dat posibilitatea să tragem unele concluzii în legătură cu rolul golurilor din fosile în geneza celestinei sedimentare. În discuţia acestei probleme fosilele pot fi grupate în două categorii : cele cu cochilia din calcit, care s-au păstrat, şi cele cu cochilia dizolvată, din care a rămas numai mulajul.

În ceea ce priveşte fosilele de *Echinolampas* care au cochilia din calcit, acestea păstrîndu-se oferă un loc prielnic pentru cristalizarea celestinei. În general, aceste fosile sînt umplute cu nisip sau cu un mîl calcaros solidificat. Uneori, însă, interiorul fosilei fiind gol, a fost umplut complet de celestină. Însă dacă, cea mai mare parte a golului din fosilă a fost umplută cu nisip sau mîl calcaros, celestina umple doar spaţiul rămas. Formele de *Echinolampas*, al căror interior este complet umplut cu mîl calcaros solidificat, nu conţin celestină. Sînt unele forme, însă, în golurile cărora găsim o umplutură nisipoasă. În acest caz uneori celes-

tina cimentează acest nisip, observîndu-se chiar cristale de celestină cu incluziuni de nisip.

Fosilele colectate din această ocurență ne demonstrează clar formarea ulterioară a celestinei de aici.

Prof. M. Savul[1]) este de părere că golurile din formele de *Echinolampas*, pe lîngă faptul că oferă spațiu pentru cristalizare, influențează, într-o oarecare măsură direct formarea celestinei de aici. Prof. M. Savul presupune că H_2S, rezultat din descompunerea materialului organic a părților moi ale animalului, a precipitat fierul în formă de pirită. După ce descompunerea a luat sfîrșit și mediul reducător s-a schimbat în oxidant, a început alterarea piritei, cu formarea de acid sulfuric. Acesta din urmă a precipitat stronțiul din soluțiile care au pătruns în golurile fosilelor.

Această presupunere, pe lîngă faptul că dă o explicație foarte bună pentru geneza celestinei din golurile echinidelor, explică și diferența de habitus ce există între pirita din interiorul fosilelor de *Echinolampas* și pirita din roca gazdă. În ivirea din albia Someșului la Cluj, pirita prezintă două habitusuri : cel din interiorul fosilelor de echinide formează cristale octaedrice de 0,2—0,3 mm, iar cel din roca gazdă hexaedrii care, uneori, ating și 5—8 mm. Pirita din interiorul fosilelor s-a format într-un mediu relativ bogat în H_2S, care a favorizat depunerea piritei cu habitus octaedric și dimensiuni mai mici. În exterior, unde mediul a fost schimbat, habitusul piritei este altul.

Presupunerea prof. M. Savul este întărită și de un eșantion colectat din calcarele de pe Valea Lungă lîngă Baciu (fig. 19) pe care se vede un cristal prismatic de celestină, înalt de 3 cm și lat de 2 cm. Acest cristal a fost găsit în interiorul unui exemplar de *Echinolampas giganteus*. În partea inferioară a cristalului, acolo unde acesta se fixează pe peretele din calcit al fosilei, găsim un agregat de pirită limonitizată (*l*) de mărimea unei alune, care în parte este inclus în cristal. Cu ocazia alterării lente, din pirita, ce a format inițial agregatul, a rezultat acid sulfuric.

Mărimea agregatului de pirită limonitizată explică și mărimea excepțională a cristalului de celestină. Deci fosilele cu cochilii din calcit au luat parte la geneza celestinei prin asigurarea acidului sulfuric necesar și prin asigurarea golului pentru cristalizare.

La restul eșantioanelor colectate de noi la Cluj cochilia moluștelor nu s-a păstrat, ci numai mulajul lor. Materialul dizolvat al cochiliilor — care după toate probabilitățile a fost din aragonit — a reprezentat o sursă de stronțiu și, în acest caz, cochiliile au participat direct la geneza celestinei. Sursa de acid sulfuric, respectiv de sulfat, este însuși calcarul argilos-nisipos, de culoare albastră-verzuie, care conține relativ multă pirită. Această presupunere este dovedită de poziția agregatelor de celestină, care se găsesc ori în golurile rezultate din dizolvarea cochiliilor, ori direct pe mulaje. Este normal că, în asemenea împrejurări, celestina cristalizează în apropierea sursei de stronțiu. Cristalele de celestină, respectiv agregatele, au fost colectate din calcarul compact, prin sfărîmarea rocii.

[1]) Comunicare verbală.

Această ocurenţă, bogată în cristale de celestină, este dovada cea mai elocventă a justeţei ipotezei noastre asupra genezei, deoarece ne arată, pe de o parte, că în prezenţa unei cantităţi mari de fosile cu părţi scheletice din aragonită se formează multă celestină şi, pe de altă parte, demonstrează clar formarea ulterioară a ei.

În afară de ivirea din albia Someşului am mai găsit cristale de celestină într-un mulaj de *Cerithium giganteum* colectat de noi din calcarul recifal de la Surduc — Sălaj (fig. 20). Şi în acest caz celestina cristalizează în golul mulajului, formînd cristale prismatice alungite. Această ocurenţă însă nu a furnizat atît de multe şi atît de variate forme de agregare a celestinei ca cea de la Cluj.

DISCUŢIE ASUPRA DATELOR BIBLIOGRAFICE ÎN LEGĂTURĂ CU GENEZA CELESTINEI SEDIMENTARE

Celestina din zăcămintele de gips

Dovada cea mai importantă a teoriei singenetice este prezenţa celestinei în zăcămintele de gips. În legătură cu aceasta, situaţia este următoarea. Este drept că în Bazinul Transilvaniei o parte a celestinei — cea fibroasă — se găseşte în zăcămintele de gips, în intercalaţiile de argilă (fig. 21) albăstruie-verzuie, însă poziţia verticală a filonaşelor de celestină arată clar că ea s-a format ulterior atît în raport cu gipsurile cît şi cu roca gazdă. Ocurenţa din Valea Lungă lîngă Baciu, unde celestina formează filonaşe fibroase în intercalaţiile de argilă albastră-verzuie, arată că celestina fibroasă nu presupune prezenţa gipsurilor, deoarece aici lipsesc. Analiza spectrală a gipsurilor studiate de noi, arată că aici cantitatea de stronţiu este aproape inexistentă în raport cu calcarele. Chiar şi raportul gips-celestină din ocurenţe, care după cercetările noastre este de circa $1{,}10^5 : 1$, exclude posibilitatea precipitării singenetice gips-celestină. Dacă $SrSO_4$ ar fi precipitat singenetic cu gpisurile, atunci în Bazinul Transilvaniei, în jurul Aghireşului, unde grosimea zăcămîntului de gips este de mai mulţi zeci de metri, ar trebui să avem cele mai mari zăcăminte de celestină. Totuşi, cu ocazia cercetărilor noastre, am putut constata că în zăcămintele de gips din jurul Aghireşului (Jebuc, Stana, Leghia etc.) — cercetînd deschiderile cm cu cm — nu am putut colecta mai mult decît circa 200 g de celestină pe ocurenţe, în timp ce cantitatea de gips vizibil la suprafaţă însuma mai multe vagoane. Şi această cantitate de celestină a fost colectată nu din bancurile de gips, ci din intercalaţiile de argilă amintite. Acelaşi lucru îl putem constata şi în zăcămintele de gips din jurul oraşului Turda. La Cheia, zăcămîntul de gips are o grosime mai mare de 10 m ; mergînd spre nord-vest grosimea zăcămîntului de gips scade în aşa măsură, încît dincolo de Copăceni dispare. Calcarul bituminos de deasupra zăcămîntului de gips se comportă chiar invers. La Copăceni are o grosime maximă de 5 m, iar la Cheia de 1,5 m. Dacă celestina ar fi precipitat singenetic cu gipsul, cantitatea cea mai mare de celestină

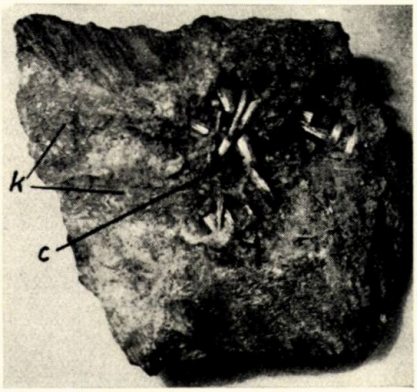


Fig. 5. — Celestina (*c*) și calcita (*k*) pe pereții crăpăturilor calcarelor grosiere.

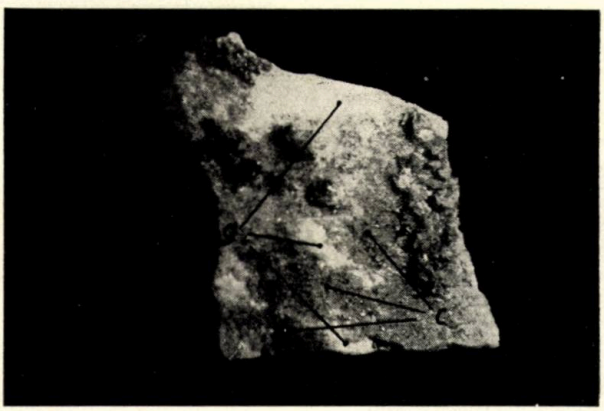


Fig. 6. — Bucată dintr-un filonaș de celestină (*c*) și gips (*g*). Surduc — Sălaj (1/1).

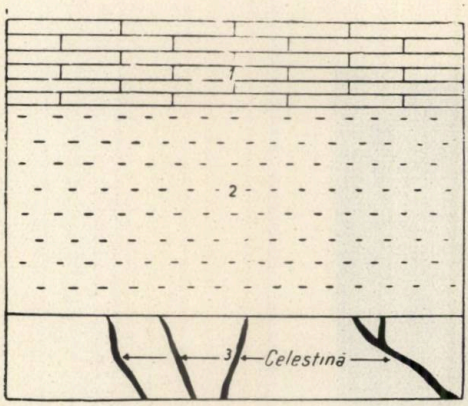


Fig. 7. — Profilul deschiderii cu celestină fibroasă din Valea Lungă lîngă Baciu. *1*, Calcar; *2*, orizontul de culoare galbenă-brună din argilă; *3*, orizontul argilei de culoare albastră-verzuie.

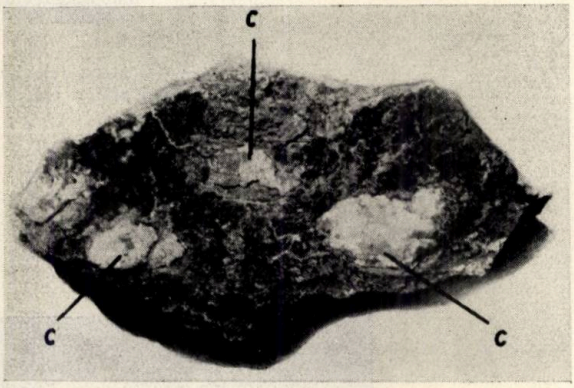


Fig. 8. — Celestina (*c*) cristalizată în goluri ovale. Cheia (circa 1/2).

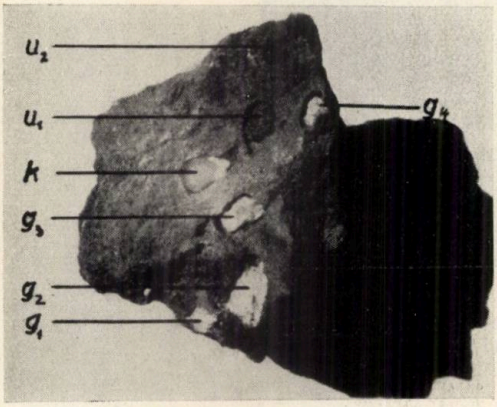


Fig. 9. — Calcar bituminos cu concreţiuni de gips. Cheia (circa 1/2).

Fig. 10. — Mulajul din celestină în interiorul unui *Echinolampas giganteus*. Cluj (1/2). *c*, Celestină; *k*, cochilia din calcit a echinidei.

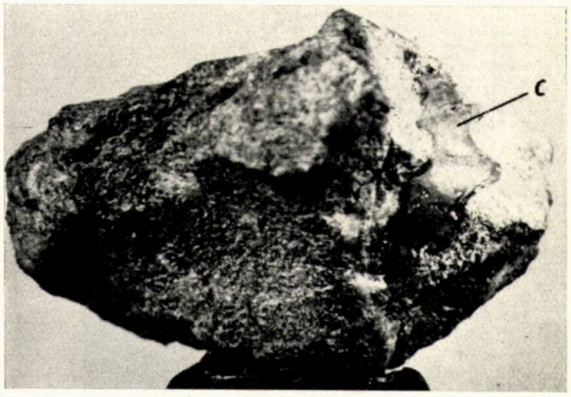


Fig. 11. — Agregatul de celestină (*c*) cu forma negativă a golului unui gasteropod. Cluj (1/1).

Fig. 12. — Cristale de celestină (*c*) pe mulajele de *Corbis subpectunculus*. Cluj (circa 1/1).

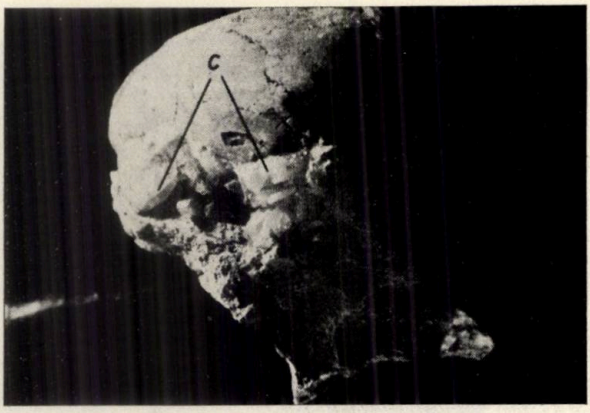


Fig. 13. — Cristale de celestină (*c*) pe mulajul de *Corbis subpectunculus*. Cluj (circa 1/1).

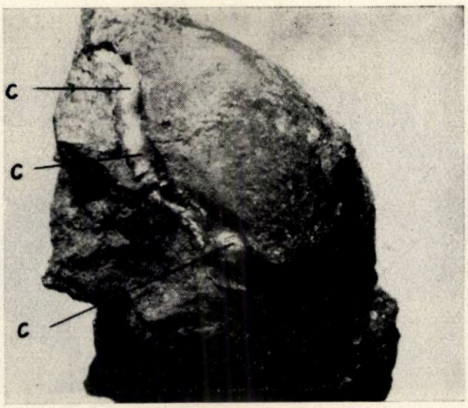


Fig. 14. — Cristale de celestină (*c*) sub un mulaj de *Corbis subpectunculus*. Cluj (circa 3/4).

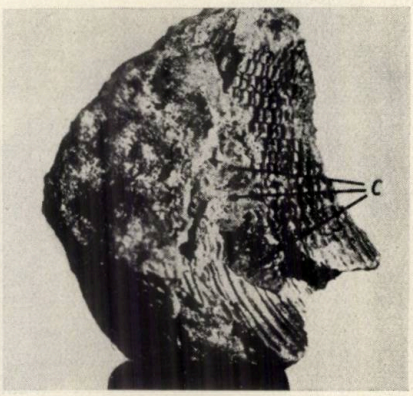


Fig. 15. — Cristale de celestină (*c*) între mulajele unor frînturi de cochilii. Cluj (circa 1/1).

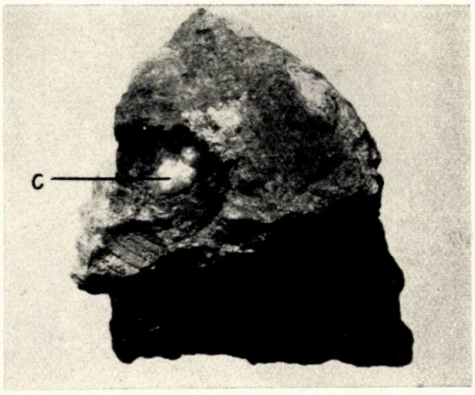


Fig. 16. — Agregat de celestină (*c*) în golul rezultat prin dizolvarea cochiliilor. Cluj circa 1/2).

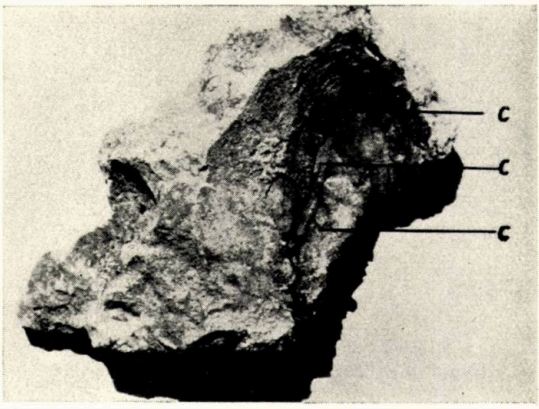


Fig. 17. — Agregatul tabular de celestină (*c*) în interiorul unui mulaj de fosilă nedeterminată. Cluj (circa 1/2).

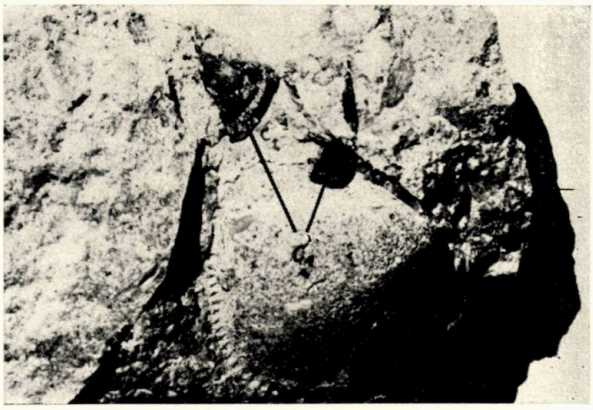


Fig. 18. — Agregate de celestină pe suprafața și lîngă un mulaj de *Pectunculus pulvinatus* (c_1). Sus se vede agregatul cu forma negativă (c_2) a golului unui gasteropod. Cluj (circa 1/1).

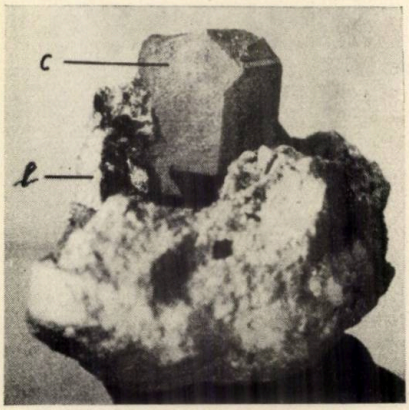


Fig. 19. — Cristal de celestină colectat în carierele din Valea Lungă lîngă Baciu. *c*, Celestină ; *l*, agregat de pirită limonitizată (circa 1/1).

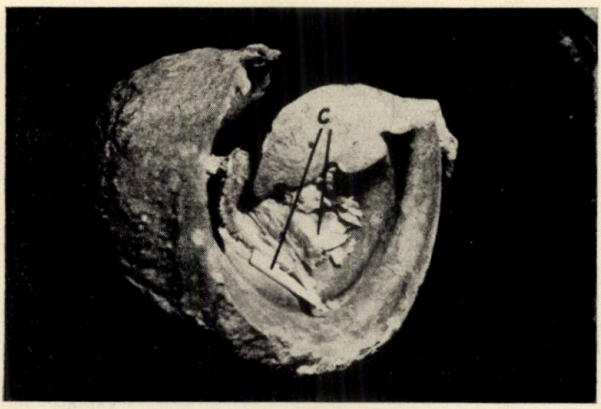


Fig. 20. — Cristale de celestină (*c*) în golul mulajului de *Cerithium giganteum*. Surduc — Sălaj (circa 1/2).

Fig. 21. — Filonaș de celestină fibroasă în intercalația de argilă marnoasă din zăcămintele de gips. Nadășa.

ar trebui să apară la Cheia și nu la Copăceni, cum este în realitate. Cercetările noastre de teren au arătat că conținutul de $SrSO_4$ scade de la est spre vest (de la Copăceni la Cheia) în raport direct cu scăderea grosimii calcarului bituminos. Și acest exemplu arată legătura strînsă între calcare și geneza celestinei.

Să presupunem că celestina a precipitat singenetic cu gipsurile și de aici a fost levigată și transportată în marnele și argilele intercalate, unde a cristalizat ulterior în filonașe fibroase. În acest caz se pune întrebarea, de ce tocmai celestina s-a dizolvat și bancul de gips a rămas intact? Pentru a pune în libertate celestina ar fi trebuit să se dizolve și gipsul. Bancurile de gips ale zăcămintelor, în care se găsește celestina fibroasă, sînt însă roci compacte fără coroziuni pronunțate și goluri mai mari, de unde ar fi rezultat celestina (fig. 2). Uneori de-a lungul crăpăturilor se poate observa o slabă coroziune de suprafață, dar aceasta este atît de mică, încît nici nu se poate vorbi de o levigare sau o dizolvare care să fie luată în considerare.

De altfel, la Aubei Freiburg, G. Steinmann (27) a găsit stronțianit într-o marnă intercalată între bancuri de gips. Acest fapt l-a surprins în așa măsură, încît în titlul lucrării a pus semnul exclamării lîngă cuvîntul stronțianit. K. Andrée a încercat să explice această ciudată parageneză — dacă admitem teoria singenezei gips-celestină — cu presupunerea, destul de neverosimilă, că celestina a precipitat singenetic cu gipsul și, ulterior, celestina a fost transformată în stronțianit.

Celestina din zăcămintele de sare

Am amintit că, în zăcămintele de sare de la Stassfurt, O. Mügge a găsit în unele cristale de carnallit cristale mici de celestină, despre care ulterior s-a constatat că sînt cristale de sulfat de calciu cu conținut de stronțiu. Atunci cînd aceste cristale de „celestină" au fost aduse drept dovadă a precipitării directe a sulfatului de stronțiu din apa mării, adepții teoriei singenezei celestinei cu roca gazdă nu au luat în considerare un fapt important, și anume : carnallitul se formează în ultima fază a procesului de halogeneză și, ca atare, se găsește în orizonturile superioare ale zăcămintelor de săruri marine. Astfel există posibilitatea ca acest mineral să se impurifice cu substanțe din orizonturile ce acoperă zăcămintele de sare. Este cunoscut faptul că, foarte des, carnallitul conține impurități și diferite incluziuni.

Astfel conținutul de $SrSO_4$ al carnallitului este mai curînd o impuritate, care provine din orizonturile superioare.

De altfel adepții singenezei nu sînt destul de consecvenți în cazul presupunerii precipitării celestinei cu sărurile marine. La formarea zăcămintelor de sare, gipsul și anhidritul precipită printre primele minerale, pe cînd carnallitul printre ultimele. Deci celestina ori a precipitat o dată cu sulfatul de calciu, la începutul formării zăcămintelor de săruri marine și în acest caz nu putea precipita cu carnallitul la sfîrșitul procesului, ori

a precipitat la sfîrşitul procesului de halogeneză şi atunci nu putea precipita o dată cu gipsul. Ambele cazuri nu pot fi aduse drept dovadă fiindcă se exclud reciproc. De altfel cantitatea de stronţiu din cristalele de gips incluse în carnallit este atît de mică, încît nu poate avea importanţă în discuţia genezei celestinei sedimentare.

Celestina din calcare

Este mai greu de dovedit precipitarea singenetică a celestinei cu calcarele. Cercetătorii care susţin această teorie aduc drept dovadă faptul că cea mai mare cantitate de celestină sedimentară este legată într-un fel sau altul de calcare. Această observaţie este justă. A explica însă fenomenul pe baza singenezei calcar-celestină este foarte dificil.

L. Collot (2) şi H. Fischer (6) afirmă că la o anumită concentraţie a apei marine, calcarul şi celestina au precipitat singenetic. Kraus (21) [1]) menţionează că celestina studiată de el este de origine primară, fiind un precipitat singenetic cu calcarul dolomitic.

Originea sulfatului de stronţiu este explicată de adepţii teoriei singenezei, printr-un proces cu ocazia căruia calcarele au inclus o soluţie foarte concentrată de sulfat de stronţiu (1)[2]). Cum a avut loc o concentraţie de acest fel a apei marine şi cum a fost inclusă această soluţie de către calcare nu se explică. Acest mecanism de geneză este greu de imaginat, din următoarele motive :

Calcarele celestinifere studiate de noi sînt bogate în resturi organice calcaroase (în special în moluşte). Această constatare este valabilă atît pentru calcarele grosiere din Bazinul Transilvaniei, cît şi pentru cele din alte părţi. Astfel şi Fischer a observat că celestina din calcarele studiate de el se găseşte în bancuri formate din cochilii de scoici. Bogăţia în fosile, deci prezenţa vietăţilor, indică o compoziţie normală a apei marine şi în nici un caz salinitatea nu a avut valori atît de mari, încît din apa mării să precipite direct sulfatul de stronţiu. Într-o apă cu o astfel de salinitate nu ar fi fost posibilă viaţa.

A. P. Vinogradov a găsit, în legătură cu rocile carbonatate studiate, că stronţiul se poate acumula din apa mării şi prin intermediul unor organisme planctonice sau alte vietăţi cu partea scheletică din carbonat de calciu (aragonit), sau prin precipitarea directă din apa mării o dată cu $CaCO_3$, $CaSO_4 . 2H_2O$ şi $CaSO_4$. Vedem deci că Vinogradov este printre primii cercetători care atribuie importanţă şi organismelor marine în acumularea stronţiului în calcare.

Prezenţa filonului de stronţianit în calcarele eocene de la Heluan (în Egipt) contrazic teoria singenezei celestină-calcar — fapt observat şi de K. Andrée — şi se încadrează perfect în mecanismul de geneză imaginat de noi.

Singeneza celestină-calcare este contrazisă şi de analizele lui A. P. Vinogradov şi colectivul său. În lucrarea citată, A. P. Vino-

[1]) p. 293.
[2]) p. 367.

g r a d o v publică două diagrame şi un tabel în legătură cu schimbarea cantităţii de Ca şi Sr în decursul timpului geologic. Din acestea rezultă că cea mai mare cantitate de Sr se găseşte în calcarele cele mai tinere (terţiare) şi scade în raport cu vîrsta rocilor. Teoria singenezei nu poate explica fenomenul de acumulare a stronţiului în calcarele tinere şi de sărăcire a lui în rocile mai vechi. Mecanismul de geneză imaginat de noi impune chiar această constatare, fiindcă cea mai mare cantitate de stronţiu se găseşte în cochiliile de scoici recente şi, deci, este normal ca acele calcare formate din ele să conţină stronţiu în cantităţi mai mari. Cu timpul însă această cantitate iniţială scade datorită transformărilor diagenetice ce au loc în calcare.

Analizele colectivului condus de A. P. V i n o g r a d o v dovedesc justeţea ipotezei noastre şi sub un alt aspect. În lucrarea sa (30)[1]), acest autor prezintă un grafic privind schimbarea cantităţii de Sr şi $CaSO_4$ din calcare în decursul timpului geologic. În acest grafic se poate observa un oarecare paralelism între conţinutul de Sr şi $CaSO_4$ începînd din precambrianul pînă în triasic, însă de aici în colo curbele se comportă în mod diferit. Cantitatea de Sr creşte atingînd maximul în terţiar, iar curba $CaSO_4$ coboară atingînd valori minime din jurasic pînă în terţiar. Un alt fapt foarte important ce se desprinde din studiul curbelor este cantitatea neobişnuit de mare de $CaSO_4$ în permian, reprezentată printr-un maxim. Este suficient să aruncăm o privire asupra tabelului nr. 1 şi vom vedea că, în permian, conţinutului neobişnuit de mare (10,95 %) în SO_4 (în general pentru celelalte diviziuni geologice valorile SO_4 sînt de ordinul 0,06—2,00) îi corespunde un conţinut mare de Fe^{3+} (3,72 %) în raport cu celelalte diviziuni geologice. Din aceste date rezultă că în permianul inferior fierul a fost prezent în cea mai mare parte sub formă de pirită şi din oxidarea acesteia a luat naştere cantitatea neobişnuit de mare de SO_4. Calculele dovedesc această presupunere, deoarece din oxidarea piritei — corespunzătoare cantităţii de 3,72 % fier — se formează SO_4 în cantitate apropiată de valoarea 10,95 %. Acest fapt, după părerea noastră, dovedeşte că $CaSO_4$ din calcarele studiate de A. P. V i n o g r a d o v nu este un precipitat direct din apa mării, ci un produs secundar al interacţiunii dintre acidul sulfuric — rezultat din alterarea piritei — şi calcar. Deci nu se poate vorbi despre o precipitare singenetică din apa mării a $SrSO_4$ şi $CaSO_4$.

Pe baza observaţiilor noastre se poate explica bine paralelismul de la început dintre Sr şi $CaSO_4$ din calcare. După cum am văzut în capitolul privitor la geneza celestinei din calcare, stronţiul se fixează aici sub formă de sulfat în funcţie de cantitatea de acid sulfuric, respectiv în funcţie de soluţiile cu conţinut de $CaSO_4$. Celestina, fiind mai rezistentă la acţiunea dizolvantă a soluţiilor acide, va rămîne în calcare, pe cînd stronţianitul este îndepărtat mai uşor şi astfel o parte a stronţiului părăseşte calcarul.

Deosebirea dintre comportarea curbei Sr şi a curbei $CaSO_4$ se poate explica uşor, şi anume : în calcarele tinere cantitatea de Sr a fost cea mai mare ; gradul de oxidare a piritei a fost iniţial, deci şi cantitatea de $CaSO_4$

[1]) p.45.

a fost mai mică. Cu timpul cantitatea de Sr scade (fiind îndepărtat din calcare), pirita se oxidează încontinuu, iar acidul sulfuric rezultat va da naştere la sulfaţi de calciu şi stronţiu, astfel încît pe măsură ce ne îndepărtăm de calcarele cele mai tinere, cele două curbe se apropie, realizîndu-se un fel de paralelism între ele.

În încheiere, pe baza cercetărilor noastre, putem afirma că stronţiul celestinei sedimentare provine din resturile scheletice cuprinse în aragonit, unde a fost şi este prezent (în cochiliile recente) sub formă de carbonat. Celestina se formează ulterior în procesul de diageneză după mecanismul prezentat în capitolele anterioare. *Atît în ceea ce priveşte geneza, cît şi locul de apariţie, celestina sedimentară din Bazinul Transilvaniei este un mineral secundar şi nu format singenetic cu rocile în care se găseşte.*

În capitolele anterioare am expus unele date noi în legătură cu geneza celestinei sedimentare, fără a avea pretenţia de a fi rezolvat problema sub toate aspectele ei. Aceasta nici nu este posibil pe baza cercetărilor asupra unui teritoriu atît de restrîns ca Bazinul Transilvaniei, cu toate că din acest punct de vedere teritoriul studiat de noi este ideal. Credem însă că acele observaţii generale care s-au făcut pe baza studiului materialului provenit din Bazinul Transilvaniei să fie valabile şi pentru ocurenţele de celestină de acelaşi tip din alte ţări. Aceasta ne-a îndreptăţit ca, în unele probleme generale ale genezei celestinei sedimentare, să facem generalizări privind şi ocurenţele din alte ţări.

DATE ÎN LEGĂTURĂ CU GEOCHIMIA STRONŢIULUI

Dacă cercetăm literatura referitoare la geochimia stronţiului, putem constata că cea mai bine studiată este comportarea stronţiului în ciclul magmatic, iar cea din ciclul sedimentar mai puţin. În această lucrare vom prezenta mai pe larg comportarea stronţiului în ciclul sedimentar pe baza cercetărilor noastre asupra rocilor celestinifere din Bazinul Transilvaniei.

Sursa primară de stronţiu sînt rocile eruptive, totuşi putem constata că în rocile sedimentare se observă o îmbogăţire substanţială în stronţiu. Din tabelul nr. 3 rezultă un fapt foarte important şi anume, cantitatea mare de stronţiu (610 g/t) în calcare şi cantitatea relativ foarte mare în sedimentele carbonatate marine recente (2 075 g/t). Acest fapt arată clar că acumularea stronţiului în ciclul sedimentar se face prin intermediul organismelor marine, fiindcă sedimentele calcaroase marine recente conţin resturi scheletice mai mult sau mai puţin intacte, pe cînd calcarele gata formate au trecut prin procesul de diageneză, pierzînd astfel din cantitatea de stronţiu iniţială.

Stronţiul, rezultat din alterarea rocilor magmatice, este transportat de apele curgătoare. Acest fapt cunoscut mai de mult a fost verificat şi de noi în apa Someşului la Cluj, evaporînd apa pînă ce la fundul vasului s-a format o crustă calcaroasă. Analizînd spectral această crustă, am putut constata prezenţa stronţiului.

Pe parcursul migrației stronțiului între sursa primară și bazinele marine, o parte a stronțiului din soluții este fixat în diferite moduri, restul fiind transportat în bazinele de sedimentare.

În marea actuală, cantitatea de stronțiu este de 13 g/t, în calcarele recente însă aceasta este 2 075 g/t. De aici rezultă că la o îmbogățire atît de marcantă a stronțiului în calcare, precipitarea chimică din apa mării nu este suficientă, trebuind să intervină și alți factori, adică organismele marine.

La începutul ciclului sedimentar stronțiul este captat în carbonații de calciu. În tot ciclul sedimentar stronțiul și calciul sînt într-o legătură atît de strînsă, încît și cele mai pure aragonite, aproape fără excepție, conțin stronțiu, iar cele mai pure cristale de celestină conțin totdeauna calciu. Acest lucru se explică prin proprietățile geochimice foarte asemănătoare ale celor două elemente, după cum rezultă mai jos :

Simbol	Raza (A°)	Potențial ionic	Valori EK	Paragen	Greutatea ionică specifică	Densitatea electr.	Electronegativitatea
Ca^{2+}	1,06	1,89	1,77	2	8,4	3,61	1
Sr^{2+}	1,27	1,57	1,50	1,5	10,21	4,19	1

Legătura strînsă, existentă în general în migrația stronțiului și calciului, nu mai este constatată în calcare. În acestea și în rocile vecine lor, datorită diferenței de solubilitate dintre carbonații, respectiv, sulfații de calciu și stronțiu și datorită proceselor diagenetice se produce o sărăcire treptată în stronțiu a carbonaților și sulfaților de calciu și invers, apărînd două minerale de stronțiu independente : celestina și stronțianitul, stabile în condițiile de hipergeneză.

Aceste două minerale — cum am văzut în capitolele anterioare — se formează în procesul de diageneză din soluțiile care circulă în calcarele și rocile înconjurătoare. O parte a stronțiului mobilizat din calcare, unde a fost prezent în mineralele de calciu (în special în aragonit), părăsește calcarele și trece în rocile vecine. În continuare, soluțiile cu conținut de stronțiu suferă schimbări în funcție de natura mediului în care pătrunde. Dacă soluția aceasta întîlnește soluții cu conținut de gips sau acid sulfuric, stronțiul precipită sub formă de sulfat și migrația lui se oprește temporar aici. Dacă însă noul mediu nu oferă posibilități pentru fixare, stronțiul migrează pînă acolo unde aceste condiții există. Cu cît aceste cristale de celestină vor fi mai departe de calcare, cu atît va fi mai greu de recunoscut legătura genetică între celestină și sursa de stronțiu, adică calcarul.

Stadiul de sulfat este numai o etapă în migrația stronțiului, deoarece cu timpul și acesta se dizolvă (fapt dovedit de cristalele de celestină corodate în parte sau aproape complet) și este transportat în mări și oceane, prin aceasta închizîndu-se circuitul stronțiului în ciclul sedimentar.

În ciclul sedimentar organismele marine, mai ales acelea cu părți scheletice din aragonit, au un rol mai mare în geochimia stronțiului decît era considerat pînă în prezent.

Cochiliile de scoici recente, studiate de noi, au arătat că acestea acumulează stronţiul în cantităţi relativ mari. În timp ce cantitatea de stronţiu din apa marină este de 13 g/t, în cochilii aceasta este de 50 000 g/t, socotind un conţinut mediu de 5 % Sr pe cochilie. Aceasta corespunde unei concentraţii de 5 000 de ori mai mare decît în apa mării.

Vernadski a arătat că organismele marine acumulează unele elemente în concentraţii mult mai mari decît sînt ele în apa mării. Astfel pot acumula :

F, B, K şi S	în	concentraţie	de	10	ori	mai	mare	decît	în	apa	mării
Fe, Br, Sr, Ag şi Au	„	„	„	100	„	„	„	„	„	„	„
Si şi P	„	„	„	1 000	„	„	„	„	„	„	„
Cu şi J	„	„	„	10 000	„	„	„	„	„	„	„
Zn şi Mg	„	„	„	100 000	„	„	„	„	„	„	„

Dacă comparăm valorile noastre cu cele obţinute de Vernadski pentru Sr, vedem că acestea sînt de 50 de ori mai mari. Trebuie să menţionăm însă că valorile lui Vernadski se referă la organismele marine în general, pe cînd ale noastre la două specii determinate. Dacă luăm în considerare capacitatea de acumulare a unor organisme determinate, atunci obţinem valori mult mai mari. Vernadski a demonstrat că unele alge marine acumulează iodul din apa mării în concentraţie de 120 000 de ori mai mare, sau unele diatomee silicea în concentraţie de 600 000 de ori mai mare. Dacă comparăm aceste ultime valori cu ale noastre, atunci vedem că cele obţinute de noi sînt reale şi reflectă rolul important al moluştelor în separarea stronţiului din apa mării şi rolul lor în geneza celestinei sedimentare.

К ИЗУЧЕНИЮ ГЕНЕЗИСА ОСАДОЧНОГО ЦЕЛЕСТИНА

РЕЗЮМЕ

В результате проведенных в 1952—1959 гг. исследований целестина, входящего в состав третичных пород Трансильванского бассейна, авторы получили ряд данных, послуживших основанием высказать новую гипотезу об генезисе осадочном целестина.

Исследованная авторами площадь расположена в северо-западной части Трансильвании и сложена палеогеновыми и неогеновыми породами. Целестин распространен в эоценовых известняках и гипсах, точнее в битуминозных известняках и гипсах тортона (см. карту обнажений на рис. 1).

На основании богатого и разнообразного материала, собранного в процессе полевых наблюдений, авторы приходят к заключению, что независимо от характера породы, к которой относится целестин,

его источником являются известняки. Скопление целестина в этих последних объясняется изобилием арагонитовых раковин моллюсков, откуда следует, что целестин не является сингенетичным с вмещающими его породами.

В подтверждение указанной гипотезы были произведены химические, оптические, рентгенографические, а также по методу ДТА исследования для изучения раковин некоторых более молодых видов моллюсков и для изучения эоценовых и миоценовых известняков с содержанием целестина. Все анализы подтвердили наличие CO_3 Sr в исследованном материале. Отсюда следует, что стронций, содержавшийся в арагонитовой части раковин (факт, установленный авторами при исследовании раковин, см. текст), сконцентрировался в известняках в процессе их образования, что подтверждается данными химического и рентгенографического исследования известняков.

Механизм образования осадочного целестина вкратце описывается следующим образом:

Источником стронция в целестине является самая богатая стронцием порода, т.е. известняки, куда он был привнесен из морских организмов в виде карбоната.

В процессе диагенеза раковины подвергаются существенным превращениям под действием циркулирующих растворов с содержанием O_2, CO_2 и SO_4^{-2} . Растворенный в воде CO_2 растворяет раковины с выносом Sr $(HCO_3)_2$ соответственно $Ca(HCO_3)_2$. Большая часть SO_4^{-2}, образующегося в результате медленного окисления пирита, превращается в сульфат кальция; таким образом, в циркулирующих растворах главную роль сыграло содержание гипса, который, реагируя с растворами, обусловил образование целестина и кальцита, встречающихся в тесном срощении в трещинах, разбивающих известняки. Совсем иное положение наблюдается в целестиносодержащих глинах, куда он был привнесен из боковых пород, т.е. из известняков, залегающих в кровле гипсовых залежей. Нисходящие растворы $Sr(HCO_3)_2$ и $Ca(HCO_3)_2$, проникнув в эти мергели и глины, превращаются в целестин и гипс под действием серной кислоты, выделившейся при окислении ирита.

В главе, посвященной описанию целестина из пустот, образовавшихся после растворения раковин в обнажения, исследованных в районе Клужа, приводится богатый материал, подтверждающий более позднее образование этого минерала.

В последней части работы в связи с геохимией стронция изучается роль морских организмов в выделении стронция из морских вод и осаждении его в органогенных известняках.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта обнажений целестина на площади Трансильванского бассейна.

Рис. 2. — Структура месторождения гипса Жебук.

Рис. 3. — Кривые ДТА для арагонитов и кальцитов с содержанием SrO.
Рис. 4. — Кривые ДТА для раковин Mytilus и Cardium sp.
Рис. 5. — Целестин (*c*) и кальцит (*к*) на стенках трещин в грубозернистых известняках.
Рис. 6. — Обломок прожилка, сложенного целестином (*c*) и гипсом (*g*). месторождение Сурдук-Сэлаж. (1/1).
Рис. 7. — Разрез обнажения с волокнистым целестином в долине Валя Лунгэ, около с. Бачиу. *1* — известняк; *2* — горизонт желто-бурых глин; *3* — горизонт зеленовато-голубоватых глин.
Рис. 8. — Целестин (*c*), выкристаллизовавшийся в овальных пустотах. Месторождение Кейя (около 1/2).
Рис. 9. — Битуминозный известняк со стяжениями гипса. Месторождение Кейя. (около 1/2).
Рис. 10. — Целестин, заместивший раковину Echinolampas gig auteus. Клуж (1/2). *C* — целестин; *к* — раковина эхиниды, замещенная кальцитом.
Рис. 11. — Целестиновый агрегат (*c*) отрицательной формы, облекающий пустоту, сохранившуюся после растворения гастропода. Клуж (1/1).
Рис. 12. — Кристаллы целестина (*c*), выполняющие раковины Corbis subpectunculus. Клуж (около 1/1).
Рис. 13. — Кристаллы целестина (*c*), выполняющие раковину Corbis subpectunculus. Клуж (около 1/1).
Рис. 14. — Кристаллы целестина (*c*), выполняющие раковину Corbis subpectunculus. Клуж (около 3/4).
Рис. 15. — Кристаллы целестина (*c*) среди обломков раковин. Клуж (около1/1).
Рис. 16. — Агрегат целестина (*c*) в полости, образовавшейся после растворения раковин. Клуж (около 1/2).
Рис. 17. — Агрегат таблитчатого целестина (*c*), выполняющий раковину, неподдающегося определению ископаемого. Клуж (около 1/2).
Рис. 18. — Агрегаты целестина на поверхности и около отпечатка Pectunculus pulvinatus (C_1) Наверху—агрегат отрицательной формы (c_2), соответствующий форме гастропода. Клуж (около 1/1).
Рис. 19. — Кристалл целестина, найденный в карьере находящемся в долине Валя Лунгэ, около с Бачиу. *c* — целестин; *l* — агрегат лимонитизированного пирита (около 1/1).
Рис. 20. — Кристаллы целестина (*c*) в пустоте образовавшейся после растворения раковины Cerithium giganteum. Месторождение Сурдук—Сэлаж (около 1/2).
Рис. 21. — Прожилок волокнистого целестина в прослое мергелистой глины. Месторождение гипса Надэша.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA GENÈSE DE LA CÉLÉSTINE SÉDIMENTAIRE

RÉSUMÉ

Ayant étudié de 1952 à 1959 la célestine des roches tertiaires du bassin de la Transylvanie, les auteurs ont obtenu un certain nombre de données qui leur ont permis d'émettre une nouvelle hypothèse sur la genèse de la célestine sédimentaire.

Le terrain étudié se trouve à la partie NO de la Transylvanie. La formation géologique de la région étudiée est constituée de roches paléogènes et néogènes. La célestine se trouve dans les calcaires et les gypses éocènes, respectivement, dans les calcaires bitumineux et les gypses tortoniens (voir la localisation des occurrences — fig. 1).

Se fondant sur des observations de terrain, aussi nombreuses que variées, ainsi que sur des considérations théoriques, les auteurs ont conclu que le strontium de la célestine sédimentaire — où qu'elle soit localisée — doit provenir des calcaires, où son accumulation est due aux coquilles d'aragonite des mollusques, et qu'elle ne représente donc pas un précipité syngénétique de la roche encaissante.

Afin de vérifier cette hypothèse, ils ont procédé à des analyses chimiques, optiques, radiographiques et DTA, des coquilles de certaines espèces de mollusques, récentes, ainsi que des calcaires éocènes, respectivement miocènes, contenant de la célestine. Toutes les analyses ont prouvé la présence du CO_3Sr dans le matériel étudié. Il s'ensuit donc que le strontium contenu dans les parties d'aragonite des coquilles (fait dûment constaté par les auteurs sur les coquilles de mollusques récents) s'est accumulé dans les calcaires lors de leur formation, ce qui a été prouvé par les analyses chimiques et radiographiques de ces calcaires.

Le mécanisme de la genèse de la célestine est en résumé le suivant :

La source du strontium de la célestine est la roche sédimentaire la plus riche en strontium, c'est-à-dire le calcaire où il s'est accumulé, grâce aux organismes marins, sous forme de carbonate.

Au cours de la diagénèse, les coquilles attaquées par l'eau circulante, contenant du O_2, CO_2 et SO_4^{-2}, ont subi des transformations. Le CO_2 dissous dans l'eau attaque les coquilles, les dissout et les transporte sous forme de $Sr(HCO_3)_2$ et, respectivement, de $Ca(HCO_3)_2$. Le SO_4^{-2} résultant de l'oxydation lente de la pyrite se transforme dans sa majeure partie en sulfate de calcium. Le rôle prédominant revient donc, dans les solutions circulantes, à la teneur en gypse. En réagissant avec les solutions contenant du $Sr(HCO_3)_2$, celui-ci engendre la célestine et la calcite, qui apparaissent en effet ensemble, en association intime, sur les crevasses des calcaires. En ce qui concerne les argiles célestinifères intercalées entre les bancs de gypse, la situation est tout autre, car ces intercalations ne contiennent pas de strontium. Ce dernier provient des roches voisines, c'est-à-dire du calcaire situé au-dessus des gisements de gypse. Les solutions descendantes, contenant du $Sr(HCO_3)_2$ et du $Ca(HCO_3)_2$, subissent, en arrivant dans ces marnes et argiles, l'action de l'acide sulfurique résultant de l'oxydation de la pyrite et se transforment en célestine et en gypse.

Dans le chapitre traitant de la célestine trouvée dans les lacunes des fossiles provenant de l'occurrence de Cluj, les auteurs présentent un très riche matériel prouvant, par la position des cristaux de célestine, la formation ultérieure de cette dernière (voir fig. 10—20).

Dans la dernière partie du travail, consacrée à la géochimie du strontium, les auteurs relèvent le rôle des organismes marins dans la séparation du strontium de l'eau de mer et dans sa fixation par les calcaires organogènes.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse montrant les occurrences de célestine dans le bassin de la Transylvanie.
Fig. 2. — Les strates du gisement de gypse de Jebuc.

Fig. 3. — Courbes DTA des aragonites et des calcites tenant du SrO.

Fig. 4. — Courbes DTA des coquilles de *Mytilus* et *Cardium* sp.

Fig. 5. — Célestine (*c*) et calcite (*k*) sur les parois des crevasses des calcaires grossiers.

Fig. 6. — Fragment d'un petit filon de célestine (*c*) et de gypse (*g*). Surduc — Sălaj (1/1).

Fig. 7. — Profil de l'affleurement à célestine fibreuse de Valea Lungă, près Baciu. *1*, calcaire ; *2*, horizon jaune-brun de l'argile ; *3*, horizon de l'argile bleu-verdâtre.

Fig. 8. — Célestine (*c*) cristallisée dans des lacunes ovales. Cheia (env. 1/2).

Fig. 9. — Calcaire bitumineux à concrétions de gypse. Cheia (env. 1/2).

Fig. 10. — Moulage de célestine à l'intérieur d'un *Echinolampas giganteus*. Cluj (1/2). *c*, Célestine ; *k*, coquille de calcite d'un échinide.

Fig. 11. — Agrégat de célestine (*c*) ayant la forme négative de la lacune d'un gastéropode. Cluj (1/1).

Fig. 12. — Cristaux de célestine (*c*) sur les moulages de *Corbis subpenctuculus*. Cluj (env. 1/1).

Fig. 13. — Cristaux de célestine (*c*) sur un moulage de *Corbis subpenctuculus*. Cluj (env. 1/1).

Fig. 14. — Cristaux de célestine (*c*) sous un moulage de *Corbis subpenctuculus*. Cluj (env. 3/4).

Fig. 15. — Cristaux de célestine (*c*) entre des moulages de fragments de coquilles. Cluj (env. 1/1).

Fig. 16. — Agrégat de célestine (*c*) dans une lacune due à la dissolution des coquilles. Cluj (env. 1/2).

Fig. 17. — Agrégat tabulaire de célestine (*c*) à l'intérieur d'un moulage de fossile indéterminé. Cluj (env. 1/2).

Fig. 18 — Agrégats de célestine à la surface et auprès d'un moulage de *Pectunculus pulvinatus* (c_1). En haut, un agrégat portant la forme négative (c_2) de la lacune d'un gastéropode. Cluj (env. 1/1).

Fig. 19 — Cristal de célestine, recueilli dans les carrières de Valea Lungă, près Baciu. *c*, Célestine ; *1*, agrégat de pyrite limonitisée (env. 1/1).

Fig. 20. — Cristaux de célestine (*c*) dans la lacune d'un moulage de *Cerithium giganteum*. Surduc — Sălaj (env.1/2).

Fig. 21. — Petit filon de célestine fibreuse dans une intercalation d'argile marneuse des gisements de gypse. Nadăşa.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRÉE K., *Über den Cölestin im Mokattamkalk von Ägypten nebst allgemeinen Bemerkungen über sedimentäre Cölestinvorkommen etc.*, N. Jb. Min. Geol. u. Pal. B., 1913, **XXXVII**.
2. COLLOT L., *La célestine des terrains sédimentaires*, C. R. de l'Acad. de Sci., 1913.
3. DRAVERT P., *Cölestin aus den permischen Ablagerungen des Gouv. Kasan*, Dies. Jahrbuch, 1905, **II**, 191.
4. FABINYI R., *A bácsitorok mészkö*, Orvos-Term. Értesitö, 1889.
5. FISCHER H., *Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine*, Geogr. Jahresh., 1908, **21**.
6. FISCHER H., *Ein mariner Oolith aus Zentralafrika*, Zb. f. Min. Geol. u.Paläont., 1913.
7. HEIDE FR. u. CHRIST W., *Zur Geochemie des Strontiums und Bariums*, Chemie d. Erde, 1953, *16*.
8. HEVESY G. u. WURTSLIN K., *Häufigkeit des Strontiums*, Zs. Anorg. Allg. Chemie, 1934.
9. IMREH I., *Noi cristale de celestină de la Baciu*, Stud. şi cercet. geol.-geogr., Cluj, 1957, **VIII**, *3—4*.
10. — *Noua ocurenţă cu celestină de la Dumbrava şi Cluj*, Bul. Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. şt. nat., 1957, **II**, *1—2*.
11. — *A new occurrence of coelestine at Copăceni*, Földt. Közl., 1957, **LXXXVII**, *1*.
12. — *Cristale de celestină de la Săndulești*, Stud. şi cercet. geol.-geogr., Cluj, 1957, **VIII**, *1—2*.
13. IMREH I. u. IMREH G., *Coelestin-Kristalle aus Cheia*, N. Jb. Miner. Mh., 1959, *11/12*.

14. IMREH I., *Cölestin-Kristalle in Eocän-Versteinerungen*, N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, *11*.
15. IMREH I. şi IMREH G., *Noua ocurenţă cu celestină de la Jebuc şi Stana*, Stud. Univ. „Babeş-Bolyai", 1958, **II**, *5*.
16. — *Celestina fibroasă de la Nadăşa*, Stud. Univ. „Babeş-Bolyai", 1959, seria a II-a, *1*.
17. JOJA TH., *Observaţii de ordin stratigrafic în regiunea din jurul oraşului Jibou*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
18. KOCH A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile*, Budapesta, 1894, **I**; 1 900, **II**.
19. — *A coelestinnek uj lelhelyei Erdélyben*, Magy. Tud. Akad., 1878, **VIII**, *10*.
20. КОРЖИНСКИЙ А. Ф., *Некоторые новые данные об изоморфизме и полиморфизме углекислого стронция и кальция.*, Зап. Всеюз. Мин. Общест., 1956, **LXXXV**, *4*.
21. KRAUS E. H., *Occurrence and distribution of celestite-bearing rocks*, The Amer. J. of Sc., 1905, **XIX**.
22. MÉSZÁROS N., *Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din NV Transilvaniei*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1956.
23. MÜGGE O., *Über die Minerale im Rückstand des roten Carnallits von Stassfurt etc.*, Kali, 1913, **7**, *1*.
24. NOLL W., *Geochemie des Strontiums. Mit Bemerkungen zur Geochemie des Bariums*, Chemie d. Erde, 1934, *8*.
25. RĂILEANU GR. şi SAULEA E., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NW Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
26. SCHILLY W., *Zusammenhänge zwischen Morphologie, Struktur u. Genesis bei Cölestin*, N. Jb. f. Min. Beil., 1933, **67**.
27. STEINMANN G., *Über neue Vorkommnisse im Gypskeuper von Au bei Freiburg i. Br. (Strontianit!)*, Ber. über die 31.Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver. zu Tuttlingen, 1898.
28. TUREKIAN K. K. a. KULP J., *The geochemistry of strontium*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1956, **10**, *5/6*.
29. VENDL A., *A kiscelli agyag mállása*, Magy. Tud. Akad., 1931, **XLVIII**.
30. ВИНОГРАДОВ А.П., РОНОВ А.Б. и РАТИНСКИЙ В.И., *Изменение химического состава карбонатных пород Русской Платформы*, Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1952, *1*.

ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

a apărut:

CUTREMURELE DE PĂMÎNT DIN ROMÎNIA

DE

ION ATANASIU

Din cuprins:

Ion Atanasiu. Viaţa şi opera
I. *Introducere*
II. *Cutremure moldavice*
A. Cutremure moldavice mari
B. Cutremure moldavice cu maxime simetrice
C. Cutremure moldavice cu centrul de greutate în Moldova
D. Cutremure moldavice cu centrul de greutate în Muntenia
III. *Cutremure locale din Moldova*
A. Focare din nordul Moldovei
B. Focare din valea Siretului
C. Focare de la răsărit de Siret
IV. *Cutremure locale din Cîmpia Munteniei*
V. *Cutremure din regiunea subcarpatică din Moldova şi Muntenia*
VI. *Cutremure din Depresiunea Bîrsei*
VII. *Cutremure din Dobrogea*
A. Cutremure provenite din focarele regiunilor meridionale îndepărtate
B. Cutremure pontice
C. Cutremure prebalcanice şi chimerice
VIII. *Cutremure făgărăşene*
IX. *Cutremure din Oltenia*
A. Cutremure provenite din focarele Olteniei
B. Zguduiri produse în Oltenia de cutremure cu originea în focare dinafara teritoriului ţării.
X. *Cutremure din Bazinul Transilvaniei*
A. Cutremure din centrul Bazinului Transilvaniei
B. Cutremure din regiunea periferică a Bazinului Transilvaniei
XI. *Cutremure din Banat*
A. Cutremure din sud-estul Banatului
B. Cutremure din regiunea Timişoarei
XII. *Cutremure din regiunea Crişurilor*
XIII. *Cutremure din Maramureş*
Concluzii
Lista cronologică a cutremurelor
Index alfabetic al localităţilor (cu indicarea figurilor)
Lista figurilor
Bibliografie

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR 1883

100

F 1329

KAT

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

3
TOMUL VI
1961

studii şi cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

F 1329

MŰSZAKI KÖNYVTÁR 1883

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

3

TOMUL VI

1961

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil;* N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie, geofizică și geografie; GR. RĂILEANU, dir. adj. al Institutului de geologie, geofizică și geografie — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție.*

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:

BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125

Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VI, nr. 3 1961

SUMAR

Pag.

N. MACAROVICI, Observaţii stratigrafice pe structura Berca—Arbănaşi (cu privire asupra limitelor dacianului) 387

GH. BOMBIŢĂ, Revizuiri biostratigrafice în flişul paleogen din Carpaţii Orientali (I) 405

D. MERCUS, Contribuţii la cunoaşterea litologiei stratelor de Nadanova . . . 437

L. CONTESCU şi N. GH. MIHĂILESCU, Studiul sedimentologic al depozitelor apţiene de la Pietroşiţa (valea Ialomiţei) 473

JOSEFINA MARINESCU, Contribuţii la studiul faunei tortoniene din bazinul Bahna—Orşova. *Gastropoda*. I (Fam. *Fissurellidae, Turbinidae, Astraea, Neritopsidae, Turritellidae, Architectonicidae*) 513

N. GRIGORAŞ şi T. DĂNEŢ, Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene 541

MARCELA DESSILA-CODARCEA, Contribuţii la stratonomia şi tectonica şisturilor cristaline ale Carpaţilor Meridionali centrali la vest de Olt 553

DAN P. RĂDULESCU şi CONSTANTIN PĂTROESCU, Contribuţii la cunoaşterea modului de alterare a rocilor magmatice sub acţiunea agenţilor exogeni. I. Andezitele 561

MARIUS VISARION, Contribuţia prospecţiunii gravimetrice la determinarea structurilor cu sare şi săruri de potasiu din depozitele neogene ale Carpaţilor Orientali 581

FLORIAN IONESCU, Aplicaţii ale metodei micromagnetice la studiul rocilor cristaline din Carpaţii Meridionali 601

G. MANOLESCU şi E. SOARE, Unitatea naturii curbelor de permeabilitate relativă faţă de fazele fluide de umidivitate diferită pentru mediul poros şi posibilitatea exprimării lor analitice 619

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VI, nº 3 1961

SOMMAIRE

Page

N. MACAROVICI, Observations stratigraphiques sur la structure Berca — Arbănaşi (relatives aux limites du Dacien, en particulier) 387

GH. BOMBIŢĂ, Révisions bio-stratigraphiques dans le Flysch paléogène des Carpates orientales (I) 405

D. MERCUS, Contribution à la connaissance de la lithologie des couches de Nadanova 437

L. CONTESCU et N. GH. MIHĂILESCU, Etude sédimentologique des dépôts aptiens de Pietroşiţa (vallée de la Ialomiţa) 473

JOSEFINA MARINESCU, Contribution à l'étude de la faune tortonienne du bassin Bahna — Orşova. Gastéropodes. I (Fam. *Fissurellidae, Turbinidae, Astraea, Neritopsidae, Turritellidae, Architectonicidae*) 513

N. GRIGORAŞ et T. DĂNEŢ, Contribution à l'étude des schistes verts de la Dobrogea 541

MARCELA DESSILA-CODARCEA, Contribution à la stratonomie et à la tectonique des schistes cristallins des Carpates méridionales centrales, à l'ouest de l'Olt 553

DAN P. RĂDULESCU et CONSTANTIN PĂTROESCU, Sur le mode d'altération des roches magmatiques sous l'action des agents exogènes. I. Les andésites 561

MARIUS VISARION, Contribution de la prospection gravimétrique à la détermination des structures à sel gemme et sels de potassium des dépôts néogènes des Carpates orientales 581

FLORIAN IONESCU, Applications de la méthode micromagnétique à l'étude des roches cristallines des Carpates méridionales 601

G. MANOLESCU et E. SOARE, Unité de la nature des courbes de perméabilité relative, par rapport aux phases fluides d'humidivité différente d'un milieu poreux, et possibilité de les mettre sous une forme analytique 619

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VI, № 3 1961

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Н. МАКАРОВИЧ, Стратиграфические замечания о структуре Берка—Арбэнашь (определение границ дакийского яруса) 387

Г. БОМБИЦЭ, Биостратиграфическое ревизионное исследование палеогенового флиша Восточных Карпат (I) 405

Д. МЕРКУС, К литологическому изучению Надэновских слоев . . 437

Л. КОНТЕСКУ и Н.Г. МИХЭЙЛЕСКУ, Седиментологическое изучение аптских отложений в районе Петрошицы (по долине Яломицы) . 473

ЖОЗЕФИНА МАРИНЕСКУ, К изучению тортонской фауны бассейна Бахна — Оршова. Гастроподы I. (Семейства: Fissurellidae, Turbinidae, Astraea, Neritopsidae, Turritellidae, Architectonicidae 513

Н. ГРИГОРАШ и Т. ДЭНЕЦ, К изучению добруджских зеленых сланцев 541

МАРЧЕЛА ДЕССИЛА-КОДАРЧА, К изучению стратономии и тектоники кристаллических сланцев в центральной части Южных Карпат, к западу от Олта 553

ДАН П. РЭДУЛЕСКУ и КОНСТАНТИН ПЭТРОЕСКУ, К изучению процессов разрушения магматических пород под действием экзогенных агентов. I. Андезиты 561

МАРИУС ВИСАРИОН, Роль гравиметрических поисков для определения соляных структур и залежей калийных солей в неогеновых отложениях Восточных Карпат 581

ФЛОРИАН ИОНЕСКУ, Применение микромагнитного метода для изучения кристаллических пород Южных Карпат 601

Г. МАНОЛЕСКУ и Е. СОАРЕ, Единый характер кривых относительной проницаемости для жидких и газовых фаз различной смачиваемости для пористой среды и возможности аналитического их выражения 619

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

OBSERVAȚII STRATIGRAFICE PE STRUCTURA BERCA—ARBĂNAȘI (CU PRIVIRE ASUPRA LIMITELOR DACIANULUI)

DE

N. MACAROVICI

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 14 februarie 1961

Am făcut ridicări geologice (în 1956 și 1957) în această regiune, pentru stabilirea unei coloane stratigrafice, între ponțianul superior și levantinul inferior, cu scopul de a fixa o limită paleontologică cît mai justă, atît între ponțian și dacian, cît și între dacian și levantin.

Această delimitare ne duce de fapt la stabilirea unui „stratotip" pentru dacian, justificată prin aceea că tocmai aici au fost descrise, pentru prima dată, de Gr. Cobălcescu (3) „stratele cu *Psilodon*", care au fost luate apoi, în 1907, ca bază de W. Teisseyre (16) pentru separarea etajului dacian.

Cu toate că au trecut peste 50 de ani de la separarea stratigrafică a dacianului, după cum observă și G. Murgeanu și colaboratori (9), nu se cunoaște încă o repartiție riguroasă pe verticală a faunei acestui etaj, din care cauză mai ales limita ponțian-dacian continuă să constituie o problemă incomplet rezolvată.

Din cercetările pe care le-am întreprins între Berca și Vintilă Vodă reiese, în primul rînd, existența unei succesiuni continue paleontologice între ponțian și levantin. În al doilea rînd, stratul cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *euphrosinae* Cob. este un strat reper limită foarte bun, fiindcă se poate urmări pe tot versantul răsăritean al structurii, începînd de la Berca și pînă la Vintilă Vodă (unde structura aceasta se închide).

Din cauză că, petrografic, nu se poate face o delimitare nici între ponțian și dacian și nici între acesta din urmă și levantin, rămîne ca singur criteriu numai delimitarea paleontologică. Dar din punctul acesta de vedere sînt destule forme fosile care trec din ponțian în dacian, pe cînd altele dispar la încheierea ponțianului. Ca urmare, cea mai bună limită

paleontologică, între aceste două etaje, pentru regiunea noastră, credem (ca şi R. Ciocîrdel (2)) că este momentul cînd dispare genul *Phyllicardium*, cu toate speciile şi varietăţile lui.

În ceea ce priveşte limita dintre dacianul superior şi levantinul inferior, aceasta nu se poate pune o dată cu dispariţia genului *Prosodacna*, după cum sînt de părere unii autori (2), din cauză că rămîn unele specii de *Unio* şi de *Viviparus*, de tip dacian, care se continuă şi deasupra ultimului strat cu *Prosodacna*. De aceea limita dintre dacianul superior şi levantinul inferior trebuie căutată mai sus pe verticală. Cel mai just este ca această limită, după cum admite şi S. Athanasiu (1) şi W. Teisseyre (16), să fie pusă o dată cu stratul în care apar primii „unionizi sculptaţi", fiindcă această apariţie este un fapt nou faunistic şi, totodată, se înregistrează şi dispariţia marei majorităţi a faunei de tip dacian.

Istoric. Structura Berca — Arbănaşi a fost cercetată pentru prima dată de către Gr. Cobălcescu (3) care, după ce studiază fauna fosilă pe care a găsit-o la Beceni, stabileşte succesiunea stratigrafică şi tectonică, în general, a acestei structuri. În lucrarea sa (3), Grigore Cobălcescu stăruie asupra unei coloane stratigrafice pe care noi astăzi o încadrăm în dacian. În coloana stabilită de acest autor este următoarea succesiune : 1) la bază depozite cu *Paludina bifarcinata* ; 2) depozite cu *Psilodon* ; 3) depozite cu *Unio* şi 4) depozite nefosilifere. Primele 3 depozite sînt încadrate de W. Teisseyre (16) la dacian, fiind considerate la fel şi în actuala clasificaţie stratigrafică ; ultima , de care Cobălcescu de fapt nu se ocupă ci numai o menţionează, revine levantinului.

În ordinea cronologică urmează Saba Ştefănescu (13) care semnalează, pentru prima oară, stratele levantine de la Beceni, de pe Valea Vacii, iar depozitele fosilifere descrise de Gr. Cobălcescu (3) din această regiune, le atribuie orizontului superior al ponţianului (sens larg).

Imediat în timp, după acest autor, urmează W. Teisseyre (14), (15), (16), (17) care dă unele date de amănunt asupra structurii Berca— — Arbănaşi. Acest autor separă aici etajul dacian, căruia îi atribuie (după cum am spus) stratele cu psilodoni descrise de Cobălcescu (3). O lucrare asupra constituţiei geologice a acestei regiuni a fost dată mult mai tîrziu, de către R. Noth (10), care — pe baza datelor din sondaje — a construit un număr de profile precise.

Urmează apoi o serie de lucrări de stratigrafie şi paleontologie de interes general, în care se încadrează şi regiunea noastră, cum sînt lucrările autorilor : K. Krejci-Graf (5), (6), W. Wenz (18) şi St. Mateescu (8).

Acum zece ani, R. Ciocîrdel (2), avînd la dispoziţie un bogat material documentar, completat cu unele observaţii de teren, dă o serie de date destul de amănunţite, însă susceptibile de a primi completări din punct de vedere stratigrafic, cum este de pildă limita dintre dacian şi levantin. De asemenea se pot aduce completări şi din punct de vedere paleontologic, în ceea ce priveşte succesiunea pe verticală a formelor faunistice.

Stratigrafie. Zona pe care am parcurs-o, în cele două campanii de lucru (din 1956 și 1957), pe flancul răsăritean al structurii Berca — Arbănași, se repartizează stratigrafic la : ponțianul superior, dacian, levantin și cuaternar.

Ponțianul superior. Acest subetaj se poate determina mai întîi la V de satul Pleșești, pe pîrîul Murătoarea Bercei, unde este format din marne argiloase cenușii-albăstrui, cu direcția NE 35° SV și înclinarea spre E 65°. Deasupra acestor marne urmează nisipuri argiloase care incontestabil revin dacianului inferior. Trecerea între aceste două subetaje se poate sesiza încă cu cîțiva km mai spre nord, pe șaua dintre cotele 442 și 387, cote ce se găsesc imediat la V de Dealul Țifna Mare.

În nisipurile argiloase de aici întîlnim o faună fosilă foarte bogată. Aceasta este formată din următoarele fosile : *Prosodacna* (*Stylod.*) *heberti* Cob., *Pr. sturi* Cob., *Pr. orientalis* Ștef., *Pr.* (*Prosod.*) *serena* Ștef., *Pr. savae* Teisseyre, *Viviparus* cf. *neumayri neumayri* Brus., *Melanopsis* (*Melanopsis*) *decollata* Stoliczka, *Bulimus* (*Tylopoma*) *speciosus* Cob., *B.* (*Daciella*) sp., *Zagrabica reticulata* Ștef., *Lymnaea* (*Radix*) *peregrina* Desh.

Sub aceste nisipuri urmează, ca poziție stratigrafică, o serie de marne argiloase, care se găsesc pe versantul vestic al cotei 387 și care cuprind uneori : *Lymnocardium* cf. *subsquamulosum* Andr. și *Didacna* cf. *subcarinata subcarinata* Deshayes, ceea ce indică, cu destulă certitudine, ponțianul. Deci, aici s-ar putea pune limita dintre ponțian și dacian, pentru cota 387 de pe structura Berca — Arbănași. Mai precis însă ponțianul superior din structura de care ne ocupăm se poate stabili ceva mai la nord, pe versantul drept al văii Slănicului (între Gura-Dimianii și pîrîul Coca), adică pe valea Bodea, pe valea Fundu lui Gheorghe și pe o serie de viroage imediat vecine celei din urmă, de la V de Dogari, cum și pe Valea Mare — Ciomaga, de la NV de acest sat.

Aici, acest etaj ni se prezintă petrografic sub formă de marne foioase cenușii-albăstrui, cu unele intercalații gresoase-nisipoase, peste care urmează nisipurile dacianului inferior. Marnele acestea au direcția NE 5—10° SV, înclinarea spre E 45° și cuprind următoarele forme fosile : *Caladacna steindacneri* Brus., *Phyllicardium planum planum* Desh., *Phyl. planum lunae* Voitești, *Phyl. planum giganteum* Wenz, *Didacna subcarinata subcarinata* Desh., *D. subcarinata luxuriosa* Wenz, *D. subcarinata placida* Ștef., *Prosodacna* (*Prosod.*) *savae* Teiss., *Pr.* (*Stylod.*) *heberti* Cob., *Pr. sturi* Cob., *Pr. orientalis* Ștef., *Pr. stenopleura* Ștef., *Dreissena rostriformis* Desh., *Viviparus* cf. *achatinoides* Desh., *V. neumayri neumayri* Brus., *Valenciennius annulatus* Rouss., *Radix* (*Velutinopsis*) cf. *velutina* Desh., *Melanopsis* (*Melanopsis*) *decollata* Stoliczka, *Zagrabica* sp.

Asociația aceasta de forme ne arată partea finală a ponțianului. Unele dintre formele, din lista menționată mai sus, nu mai trec în dacian (decît foarte rar), cum este cazul speciei *Phyllicardium planum* Desh., ceea ce este un bun criteriu pentru a pune aici limita dintre ponțian și dacian, delimitare ce nu se poate face din punct de vedere petrografic.

Dacianul. Este reprezentat în întregime în zona ce am cercetat-o. Din punct de vedere petrografic este alcătuit dintr-o succesiune de ni-

sipuri cu marne slab nisipoase cuprinzînd, spre partea lui superioară, cîteva intercalații subțiri de lignit. Fiind foarte fosilifer, se poate urmări evoluția întreagă a faunei acestui etaj. Astfel se poate stabili că la partea lui cea mai inferioară (cum este de exemplu în marnele nisipoase din malul drept al pîrîului Cîmpulungeanca, din cuprinsul satului Dogari) se găsește următoarea faună : *Prosodacna* (*Prosod.*) *serena* Ștef., *Pr. cobălcescui* Font., *Pr. savae* Teiss., *Pr.* (*Stylod.*) *rumana* Font., *Pr. stenopleura* Ștef., *Pr. sturi* Cob., *Pr. orientalis* Ștef., *Zagrabica reticulata* Ștef., *Melanopsis decollata* Ștef., *Lithoglyphus acutus decipiens* Brus.

Aceste marne nisipoase urmează, ca poziție, imediat peste marnele ponțiene menționate mai înainte. Deci dacianul începe, în regiunea noastră, cu marne nisipoase în care apar : *Prosodacna serena* Ștef., *Pr. cobălcescui* Font., *Pr. stenopleura* Ștef. și *Pr. rumana* Font., alături de unele forme ce trec din ponțian (*Pr. savae* Teiss. și *Zagrabica reticulata* Ștef.). Totodată se înregistrează dispariția genurilor *Phyllicardium* și *Valenciennius*.

Să urmărim acum, mai departe, în diferitele deschideri, evoluția faunistică pe verticală a dacianului pînă în momentul cînd apar *unionizii sculptați*, adică pînă cînd admitem că începe levantinul.

Un profil cu deschideri foarte bune și în continuare de sedimentare cu cel menționat mai sus, se găsește în coasta abruptă, de pe stînga Slănicului, lîngă podul de la sud de Dogari. Acest profil (fig. 1) ne oferă următoarea succesiune de strate :

1. La bază, marne argiloase, slab nisipoase (circa 10 m grosime), care urmează aproape imediat, pe verticală, deasupra marnelor nisipoase ce le-am văzut în malul drept al pîrîului Cîmpulungeanca (din satul Dogari). În aceste marne am recunoscut impresiuni rare de : *Didacna subcarinata subcarinata* Desh., *D. subcarinata placida* Ștef.

2. Gresie nisipoasă (circa 0,50 m grosime) cu : *Prosodacna* (*Pros.*) *serena* Ștef., *Pr.* (*Stylod.*) *rumana* Font., *Pr. stenopleura* Ștef.

3. Marne argiloase foioase (circa 5 m grosime), cuprinzînd impresiuni relativ numeroase de : *Didacna subcarinata subcarinata* Desh., *D. subcarinata placida* Ștef., *D. subcarinata luxuriosa* Wenz, *Dreissena rostriformis* Desh.

4. Nisipuri albe-galbene (circa 5 m grosime), cuprinzînd valve rare de : *Prosodacna* (*Prosod.*) *haueri haueri* Cob., *Pr.* (*Stylod.*) *heberti* Cob.

5. Marne argiloase foioase (circa 5—6 m grosime), cu valve rare de : *Prosodacna* (*Stylod.*) *heberti* Cob., *Didacna subcarinata subcarinata* Desh., *Melanopsis esperoides* Ștef.

6. Nisipuri (circa 10—12 m grosime) cu valve rare de : *Prosodacna* (*Prosod.*) *haueri haueri* Cob., *Pr. haueri porumbari* Cob., *Pr.* (*Stylod.*) *orientalis* Ștef., *Didacna subcarinata placida* Ștef.

7. Nisipuri cu intercalații gresoase, nefosilifere (circa 2 m grosime).

8. Nisipuri albe-gălbui (circa 120—150 m grosime) cuprinzînd intercalații fosilifere cu valve numeroase de : *Prosodacna* (*Prosod.*) *haueri haueri* Cob., *Pr. haueri porumbari* Cob., *Pr. neumayri neumayri* Fuchs (f. rar), *Pr.* (*Stylod.*) *heberti* Cob., *Pr. orientalis* Ștef. (f. rar).

Peste aceste nisipuri se văd, sus pe deal (în Muchia Furtunii), stratele cu *Prosodacna neumayri euphrosinae* Cob., cu care admitem că începe dacianul superior și asupra cărora vom reveni mai departe. Stratele din profilul de mai sus au direcția NE 5° SV și înclinarea E 45°.

Nisipurile de la punctul 8, din profilul de mai sus, se prelungesc lateral spre vest, pe dreapta văii Slănicului, unde se pot urmări spre partea vestică a Culmii Muchia Plopului. Pe această culme, pe coasta sud-estică a cotei 547, se văd bine deschise aceleași nisipuri, cuprinzînd o faună bogată, formată din : *Prosodacna* (*Stylod.*) *heberti* Cob., *Pr. rumana* Font., *Pr. sturi* Cob., *Pr. orientalis* Ștef., *Pr.* (*Prosod.*) *munieri* Ștef., *Pr. serena* Ștef., *Didacna subcarinata placida* Ștef., *Dreissena rostriformis* Desh., *D. tenuissima* Sinz., *Viviparus neumayri popescui* Cob., *V. woodwardi* Brus.

Imediat spre răsărit, la circa 150 m, urmează nisipuri argiloase, relativ fosilifere, cuprinzînd valve destul de numeroase de : *Prosodacna* (*Prosod.*) *haueri haueri* Cob., *Pr. haueri porumbari* Cob., *Pr. neumayri neumayri* Fuchs, *Pr.* (*Stylod.*) *zamphiri* Cob., *Pr. heberti* Cob., *Pr. rumana* Font., *Viviparus neumayri popescui* Cob., *V. rumanus* Tourn. (frecvent).

Peste aceste nisipuri urmează (către răsărit) marne argiloase cu intercalații de nisipuri argilo-feruginoase (pe o grosime de circa 30—40 m), cuprinzînd un număr important de valve aparținînd la formele : *Prosodacna* (*Prosod.*) *neumayri euphrosinae* Cob., *Pr. neumayri neumayri* Fuchs, *Pr. haueri haueri* Cob., *Pr. haueri porumbari* Cob., *Pr.* (*Stylod.*) *zamphiri* Cob., *Hyriopsis* cf. *krejci* Wenz, *Viviparus neumayri popescui* Cob., *V. neumayri neumayri* Brus., *V. rumanus* Tourn. (frecvent), *V. rumanus heberti* Cob., *V. argesiensis* Ștef.

Caracteristică pentru acest strat este *Pr. neumayri euphrosinae* Cob. care, după cercetările ce le-am făcut, rezultă că este un fosil ce nu se întîlnește nici mai jos, nici nu trece mai sus. De aceea vom considera acest strat, în care se găsește *Pr. euphrosinae*, ca un strat reper, numindu-l stratul cu *Prosodacna euphrosinae*. Ca poziție stratigrafică, unii autori (2), (18) consideră *Pr. euphrosinae* ca fosil caracteristic dacianului superior.

Fiindcă acest fosil are o răspîndire limitată și stratul în care se găsește este astfel ușor de identificat și de urmărit pe teren, credem că cea mai bună limită între dacianul inferior și cel superior, în regiunea de care ne ocupăm, să fie tocmai baza stratului cu *Pr. euphrosinae*. Mai ales că de aici mai sus, pe verticală, aspectul faunistic pentru dacian se schimbă simțitor.

Stratul cu *Pr. euphrosinae* Cob. l-am putut urmări și identifica spre S și SV de Dogari în Muchia Văii Dracului, în Muchia Moțoiu, în valea Puțului, în valea Plopului, în Muchia Plopului, în valea și în Muchia Gălbeaza, în Dealul Pîclei, Muchia Vizureanu, valea Feticău și pe versantul vestic al dealurilor Piua Mare, Țifna Mică, Țifna Mare și Moara de Vînt (de la NE de Berca). Același strat se poate urmări de asemenea, spre E și NE de Dogari, și anume : în Muchia Furtunii, în cota 543, pe văile Poteca și Frasinu.

Deasupra stratului cu *Pr. euphrosinae* Cob., prosodacnele mari și cu cochilia groasă se împuținează brusc și putem spune că nu se mai întîlnesc, decît foarte rar, mai sus pe verticală.

Pentru culmea Muchia Plopului, de care ne ocupăm, peste stratul cu *Pr. euphrosinae* urmează marne nisipoase galbene nefosilifere (8—10 m grosime), deasupra cărora se găseşte o intercalaţie marnoasă albicioasă, slab tufacee [1]), acoperită cu o gresie relativ dură (total 0,20 m grosime). Ambele cuprind, relativ rar, următoarele fosile : *Bulimus* (*Tylopoma*) *speciosus* Cob., *Melanopsis esperoides* Ştef., *Theodoxus licherdopoli scriptus* Ştef., *Gyraulus* cf. *rumanus* Wenz, *Lithoglyphus acutus decipiens* Brus.

Imediat mai sus, urmează un strat de lignit de circa 0,50 m grosime, peste care se găsesc nisipuri galbene, foarte fosilifere, care conţin : *Psilunio craiovensis slanicensis* Teiss., *Unio rumanus* Tourn., *U. sturdzae* Cob., *U. prominulus* Ştef., *Hyriopsis* sp. (aff. *krejci* Wenz), *Dreissena tenuissima* Sinz., *D. polymorpha* Pallas, *Viviparus neumayri popescui* Cob., *V. bifarcinatus bifarcinatus* Bielz (frecvent), *V. woodwardi* Brus., *V. argesiensis* Ştef., *Bulimus* (*Bulimus*) *croaticus* Pilar, *B.* (*Tylopoma*) *speciosus* Cob., *B. melanthopsis* Brus., *B. oncophorus* Brus., *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *onusta* Ştef., *M. decollata* Stol., *M. syrmica* Neum., *Hydrobia grandis* Cob.

Aceste nisipuri au o grosime de circa 10—15 m şi peste ele urmează un al doilea strat de lignit (de circa 0,50 m grosime) acoperit de marne nisipoase foarte fosilifere. Fosilele formează un adevărat lumaşel chiar deasupra lignitului, din care am recunoscut aceleaşi forme pe care le-am găsit şi în nisipul de deasupra primului strat de lignit, la care s-ar mai putea adăuga, ca o completare, şi formele : *Theodoxus* (*Calvertia*) *slavonicus* Brus., *Th. licherdopoli scriptus* Ştef.

Marnele nisipoase, de peste stratul al doilea de lignit, au o grosime de circa 30—40 m şi peste ele se văd nisipuri cu intercalaţii de gresii feruginoase în care se găsesc, destul de abundent, valve întregi de *Prosodacna sturi* Cob., alături de toate celelalte forme ce le-am citat începînd cu stratul inferior de lignit (de fapt începînd cu stratul subţire de gresie şi marnă de sub acesta). Acest strat îl vom numi stratul cu *Prosodacna sturi* şi este ultimul pe verticală, în dacian, în care se mai găsesc prosodacne, fapt remarcat şi de Gr. Cobălcescu (3).

Stratul cu *Pr. sturi* Cob. l-am identificat spre SV şi pe valea şi pe Muchia Gălbeaza, apoi pe Muchia Vizureanu (cota 516) şi pe versantul estic al dealurilor Ţifna Mare, Moara de Vînt şi al dealului cu cota 381, ce se găseşte cu circa 2 km spre sud de P. T. Moara de Vînt. Deci şi acest strat este continuu.

Peste stratul cu *Pr. sturi* Cob. urmează nisipuri argiloase galbene (circa 30—40 m grosime) cuprinzînd două strate subţiri de lignit şi aceeaşi faună de moluşte cunoscută pînă aici, începînd cu stratul inferior de lignit (minus *Pr. sturi* Cob. şi celelalte prosodacne).

Toate stratele trecute în revistă pe Muchia Plopului, începînd cu cel ce conţine *Pr. euphrosinae* şi pînă aici, au direcţia NE 35—40° SV şi înclinarea 30° E.

---

[1]) După diagnoza pusă de prof. Oreste Nichita, de la Institutul Politehnic, Iaşi.

Imediat mai sus urmează o alternanță de marne argiloase, vinete-negricioase și roșii, cu intercalații între ele de alte marne slab nisipoase, cenușii. Întregul pachet are o grosime de 20—30 m și se vede bine deschis nu numai aici, dar și pe coasta nordică a Muchiei Balauru (NE de cota 437), apoi către NE, pe versantul estic al Muchiei Moțoiu și pe stînga Slănicului, pe Valea Dracului (SE de Gura-Dimianii), cum și la confluența văii Homocioaia cu valea Dimiana (în aceleași puncte se observă și intercalațiile de lignit, de care am vorbit mai sus).

Peste marnele argiloase negricioase-vinete și roșii urmează nisipuri cu unele intercalații marnoase-argiloase (circa 100 m grosime). Sînt fosilifere atît nisipurile cît și intercalațiile de marne argiloase. Din aceste strate am determinat fosilele : *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Brus., *V. argesiensis* tranziție spre *V. turgidus pilari* Brus., *Bulimus* (*Tylopoma*) *oncophorus* Brus., *B. speciosus* Cob., *B. pilari* Neum., *Melanopsis sandbergeri rumana* Tourn., *M. decollata* Stol., *M. bergeroni* Ștef., *Lithoglyphus acutus decipiens* Brus., *Theodoxus licherdopoli scriptus* Ștef., *Valvata sulekiana* Brus., *Hyriopsis* sp., *Psilunio craiovensis psilodontum* Teiss., *P. craiovensis craiovensis* Tourn., *Dreissena polymorpha* Pallas (fig. 2).

Dacă comparăm această listă de faună cu cea care am arătat-o în stratele imediat inferioare, vom găsi că avem de-a face cu același facies de faună, de tip dacian. Argilele colorate nu marchează decît o schimbare momentană de facies petrografic. Deci aceste nisipuri (cu fauna menționată mai sus) aparțin tot dacianului, și anume părții lui celei mai superioare, cu care se încheie acest etaj. Cu alte cuvinte, după părerea noastră, dacianul din structura Berca — Arbănași se încheie la peste 150 m deasupra stratului cu *Pr. sturi* Cob. (spre deosebire de părerea altor autori (2)).

Dacianul superior, așa după cum l-am delimitat, se poate identifica nu numai pe Muchia Plopului, dar și pe văile : Plopului, Gălbeaza, Puțului Ocea, Dracului, Furtunii, iar spre SV de Muchia Gălbeaza se poate identifica pe Muchia Vizureanu, pe dealurile Țifna Mare, Moara de Vînt și mai la sud pe dealul cu cota 381.

Aceeași succesiune se recunoaște și mai către sud (însă ceva mai greu, din lipsă de fosile) pînă la răsărit de satul Pleșești, unde dacianul intră sub terasa inferioară (de 6 m) a rîului Buzău.

Din cele expuse pînă aici, rezultă că dacianul este în continuitate de sedimentare cu ponțianul. Acest etaj se poate urmări sub forma unei benzi (lată uneori de 2—3 km) pe tot flancul estic al structurii Berca—Arbănași, cu direcția generală NS (a se vedea coloana stratigrafică (I—III) și fig. 3).

Spre capătul de nord al acestei structuri, dacianul este bine deschis, mai ales în două profile, ce se găsesc imediat la E de : Dogari, Podu-Muncii, Niculești și de Scheiu.

Primul profil se află spre NE de Dogari și este cuprins între cota 273 m (de pe cursul inferior al pîrîului Cîmpulungeanca)și cota 543 m altitudine (din partea de N a Muchiei Furtunii). Aici se constată următoarea succesiune de strate :

1. La bază, în malul pîrîului Cîmpulungeanca, se văd marne argiloase, cu intercalații de nisipuri și gresii, care au direcția NV 5° SE și în-

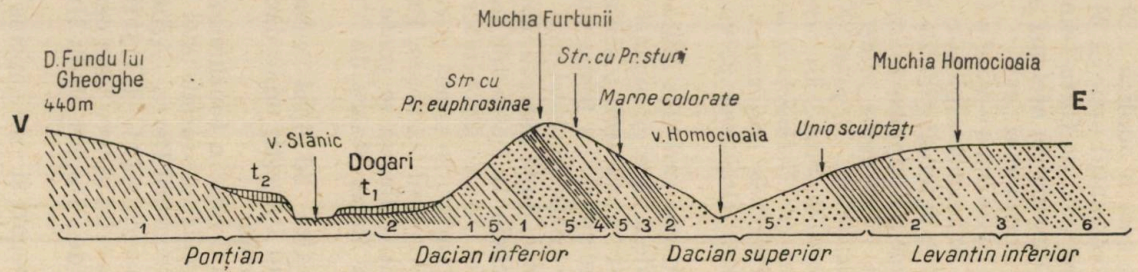


Fig. 1. — Profil pe flancul estic al structurii Berca — Arbănași între Dealul Fundu lui Gheorghe și Muchia Homocioaia.

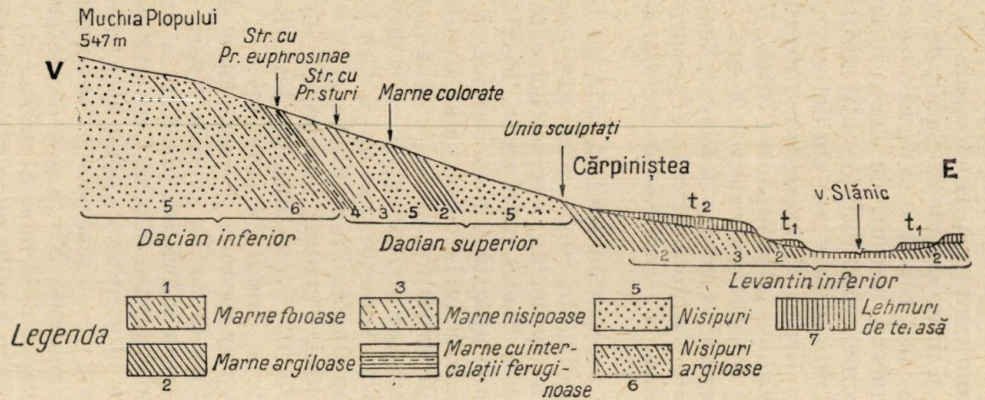


Fig. 2. — Profil între Muchia Plopului și valea Slănicului.

clinarea NE 25°. Din aceste marne și nisipuri am colecționat : *Prosodacna* (*Prosod.*) *serena* Ștef., *Pr.* (*Stylod.*) *stenopleura* Ștef., *Pr. rumana* Font., *Didacna subcarinata placida* Ștef., *Dreissena* sp., *Lithoglyphus acutus decipiens* Brus., *Pyrgula* sp.

Toate aceste fosile, după cum am stabilit, indică baza dacianului.

2. În continuare de sedimentare se găsesc nisipuri slab argiloase, cu aceeași direcție ca și cele anterioare, cuprinzînd următorele fosile : *Prosodacna* (*Prosod.*) *haueri haueri* Cob., *Pr. haueri porumbari* Cob., *Pr.* (*Stylod.*) *rumana* Font. (frecvent), *Pr. heberti* Cob., *Didacna subcarinata subcarinata* Desh., *Viviparus argesiensis* Ștef.

3. Nisipuri cu intercalații gresoase roșietice, foarte fosilifere, din care am colecționat : *Prosodacna* (*Prosod.*) *haueri haueri* Cob., *Pr. haueri porumbari* Cob., *Pr. neumayri neumayri* Fuchs (f. rar), *Pr.* (*Stylod.*) *zamphiri* Cob., *Viviparus rumanus* Tourn. (f. frecvent), *V. rumanus heberti* Cob. (frecvent), *V. argesiensis* Ștef., *V. neumayri popescui* Cob.

Acest strat l-am numit și *stratul cu vivipare mari.*

4. Marne argiloase cu *Prosodacna euphrosinae* Cob. (stratul cu care începe dacianul superior), avînd direcția NV 8° E și înclinarea NE 35°. În acest strat am găsit : *Prosodacna* (*Prosod.*) *neumayri neumayri* Fuchs, *Pr. neumayri euphrosinae* Cob., *Pr. haueri porumbari* Cob., *Viviparus rumanus* Tourn., *V. rumanus heberti* Cob.

5. Nisipuri argiloase la bază, care în partea lor superioară conțin intercalații de gresii feruginoase cu *Prosodacna sturi* Cob. În cuprinsul acestui strat se mai găsesc și următoarele fosile : *Unio rumanus* Tourn., *U. sturdzae* Cob., *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz., *V. woodwardi* Brus., *Bulimus* (*Tylopoma*) *pilari* Neum.

6. Nisipuri cu intercalații de marne argiloase (care se continuă relativ mult la E de cota 543), delimitate la partea lor superioară de marnele colorate. Deasupra acestora urmează mai întîi nisipuri nefosilifere și apoi nisipuri conținînd vivipare de tip levantin și *Psilunio condai* Porumb.

Cel de-al doilea profil îl găsim pe versantul nordic al văii Poteca de la NE de satul Niculești și începe de la gura acestui pîrîu spre E, pînă la răsărit de cota 594. Succesiunea de strate în acest profil este următoarea :

1. Începînd de la bază se văd nisipuri cu intercalații de gresii cu direcția NV 15° SE și înclinarea NE 20°. Aceste nisipuri cuprind spre partea lor superioară : *Prosodacna* (*Prosod.*) *haueri haueri* Cob., *Pr. haueri porumbari* Cob., *Pr.* (*Stylod.*) *heberti* Cob., *Pr. rumana* Font., *Viviparus neumayri popescui* Cob.

2. Mai sus, pe versantul nordic al pîrîului Poteca, se văd alte nisipuri argiloase, cu intercalații feruginoase și de gresii care au direcția NV 20° SE și înclinarea NE 25°. În cuprinsul acestor strate am găsit de fapt aceleași fosile ca și în stratul anterior.

3. Argile nisipoase, care se găsesc chiar pe cota 594, cuprind tot intercalații feruginoase, foarte fosilifere. Este stratul cu vivipare mari. Din acest strat am colecționat : *Prosodacna* (*Prosod.*) *haueri haueri* Cob., *Pr. neumayri neumayri* Fuchs, *Pr.* (*Stylod.*) *rumana* Font., *Pr. orientalis*

Ştef., *Pr. zamphiri* Cob., *Viviparus argesiensis* Ştef., *V. rumanus* Tourn. (f. frecvent), *V. rumanus heberti* Cob. (frecvent).

4. Imediat deasupra urmează stratul argilo-marnos cu *Prosodacna euphrosinae* Cob. şi peste acesta :

5. Nisipuri argiloase cu intercalaţii de gresii feruginoase cu *Prosodacna sturi* Cob. şi următoarele forme : *Psilunio craiovensis slanicensis* Teiss., *Hyriopsis* sp., *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz., *Bulimus* (*Tylopoma*) *melanthopsis* Brus., *Lithoglyphus acutus acutus* Cob.

6. Nisipuri galbene, slab argiloase, care formează toată culmea Dealului Frasin. În unele locuri se pot recunoaşte, în cuprinsul acestor nisipuri, cochilii destul de numeroase de : *Theodoxus licherdopoli scriptus* Ştef., *Melanopsis* (*Melanopsis*) *pterochila pterochila* Brus., *M. sandbergeri rumana* Tourn.

Formele enumerate aici anunţă sfîrşitul dacianului superior.

Partea superioară a profilului, ce-l dăm mai sus, îşi schimbă aproape brusc direcţia la N de cota 594 (probabil datorită unei falii), adică în bazinul văii Frasinu.

Pe versantul nordic al acestei văi, la cota 492, stratul reper cu *Prosodacna euphrosinae* Cob., împreună cu stratul cu *Pr. sturi* Cob. de deasupra lui, şi cu stratul cu vivipare mari de sub el, iau direcţia NV 70° SE şi înclinarea N 35°, închizînd astfel întreaga structură spre nord.

Dacianul se mai poate urmări şi pe versantul vestic al văii Slănicului, şi anume pe pîrîul Coca, începînd de la gura acestuia (din valea Slănicului) spre amunte, unde stratele lui au direcţia NE 40° SV şi înclinarea V 65°.

După conţinutul faunistic se poate stabili şi stratul reper cu *Pr. euphrosinae* Cob., de la baza dacianului superior. Înclinarea spre V a stratelor ne arată că aici ne găsim deja pe flancul vestic al structurii Arbănaşi. Trecerea spre flancul apusean se face, probabil, în cuprinsul satului Scheiu, după o falie cu direcţia NS.

Apariţia stratului cu *Pr. euphrosinae* Cob. se poate constata şi ceva mai spre SV, pe valea Deleni, după fosilele remaniate de apa acestei văi.

Levantinul. Admitem că partea cea mai inferioară a acestui etaj, după cum au delimitat-o încă de acum cinci decenii Saba Ştefănescu (13), Sava Athanasiu (1) şi W. Teisseyre (16), începe cu stratele ce cuprind *unionizi sculptaţi*. Apariţia acestor unionizi este un fapt nou faunistic, imediat după încheierea dacianului, la care se adaugă dispariţia marii majorităţi a faunei de tip dacian.

Chiar de la baza levantinului, pe lîngă unionizii sculptaţi, mai apar şi alte forme pe care nu le întîlnim în dacian, cum sînt unele specii de *Viviparus* (de exemplu *V. dezmanianus* Brus., *V. craiovensis* Touern., *V. mammatus* Ştef. etc.).

Pentru studiul lui stratigrafic, acest etaj, din regiunea cercetată, îl vom împărţi într-un subetaj inferior şi unul superior.

Levantinul inferior apare deschis pe văile Muscelu, Tatarului, Valea cu Drumu, Mereului şi Balauru, Dealul Balauru (cota 430), la confluenţa văii Gălbeaza cu valea Slănicului şi în valea Slănicului. De asemenea apare bine deschis şi pe văile afluente de pe stînga Slănicului, cum sînt

văile : Izvorul Dulce, Crîngași, Hotarului, Părului, Vacii, Crîngului, Pleșii, Dimiana, Homocioaia și Cîmpulungeanca.

La bază, acest subetaj începe cu marne argiloase, foarte fosilifere și se văd mai întîi bine deschise (la capătul sudic al structurii noastre), pe pîrîul Muscelu, imediat la sud de satul cu același nume, unde au direcția NE 40° și înclinarea E 65°. După cum am arătat și în 1955 (7), aceste marne argiloase cuprind următoarele fosile : *Psilunio* (*Psilunio*) *munieri* Ștef., *Ps. cymatoides* Brusina, *Ps. condai* Porumbaru, *Ps.* (*Cuneopsidea*) *sculptus* Brus., *Hyriopsis* sp., *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz., *V. craiovensis* Tourn., *V. mammatus* Ștef., *V. turgidus pilari* Brusina, *V. rudis rudis* Neumayr, *Melanopsis* (*Melanopsis*) *sandbergeri rumana* Tourn., *M.* (*Lyrcaea*) *onusta* Ștef., *Lithoglyphus acutus decipiens* Brus.

Peste marnele argiloase fosilifere, care sînt deschise pe pîrîul Muscelu, urmează un strat de argile nisipoase, de asemenea fosilifere, care apar pe versantul stîng al aceluiași pîrîu (ceva mai la nord de satul Muscelu) sub cota 402. Aceste argile nisipoase cuprind : *Psilunio* (*Psilunio*) *condai* Porumb., *Viviparus dezmanianus* Brus., *V. mammatus* Ștef., *V. craiovensis* Tourn., *V. bifarcinatus bifarcinatus* Bielz., *Melanopsis* (*Canthidomus*) *soubeirani* Porumb., *M.* (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum., *M.* (*Melanopsis*) *pterochila pterochila* Brus.

Cele două liste de faună, date mai sus, se completează una pe alta și ne arată baza levantinului inferior.

Nisipurile argiloase care urmează deasupra, în cuprinsul văii Muscelu, nu mai sînt fosilifere, iar peste ele, mergînd spre flancul stîng al văii, începînd cam de la 300 m altitudine, se văd prundișuri tot mai dese, care aparțin levantinului superior.

Partea cea mai inferioară a acestui subetaj este de asemenea bine deschisă la zi și sub terasa inferioară de pe dreapta Slănicului, vizavi de biserica din satul Valea-Părului. Aici, depozitele levantine sînt formate din marne argiloase, albăstrui-galbene, cu direcția NE 35° SV și înclinarea E 22°, cuprinzînd formele : *Psilunio* (*Psilunio*) *lenticularis* Ștef., *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz., *V. bifarcinatus stricturatus* Neum., *V. dezmanianus* Brus., *Bulimus* (*Tylopoma*) *melanthopsis* Brus., *B. oncophorus* Brus., *B. speciosus* Cob., *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum., *M.* (*Melanopsis*) *pterochila pterochila* Brus., *N. sandbergeri rumana* Tourn., *Theodoxus licherdopoli scriptus* Ștef., *Th. quadrifasciatus* Bielz.

În afară de unele forme din această listă care provin din dacian, sînt altele cu totul noi, care sînt levantine.

Imediat peste marnele argiloase, menționate mai sus, urmează alte marne argiloase, slab nisipoase, de culoare galbenă, deschise la satul Cărpiniștea, la gura pîrîului Gălbeaza, care conțin : *Hyriopsis problematica* Cob., *Hyriopsis* sp., *Pisidium* sp., *Viviparus turgidus pilari* Brus., *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum., *Lithoglyphus* sp.

Toate speciile din această listă sînt numai de tip levantin. Cu cît ne ridicăm mai sus, pe verticală, astfel de forme se înmulțesc. Așa de exemplu, în nisipurile argiloase levantine de pe Dealul Balauru (cota 430) și din văile Balauru și Mereului am determinat formele : *Hyriopsis* sp., *Psilunio* (*Psilunio*)

condai Porumb., *Ps. lenticularis* Ştef., *Ps. bielzi* Czekelius, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz., *V. bifarcinatus stricturatus* Neum., *V. craiovensis* Tourn., *V. mammatus* Ştef., *V. turgidus pilari* Brus., *V. argesiensis* tranziţie spre *V. turgidus pilari* Brus., *Bulimus* (*Tylopoma*) *oncophorus* Brus., *Melanopsis* (*Canthidomus*) *soubeirani* Porumb., *M. porumbari* Porumb., *M.* (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum., *M. onusta* Ştef., *M.* (*Melanopsis*) *sandbergeri rumana* Tourn., *Lithoglyphus acutus decipiens* Brus., *L. acutus acutus* Cob., *Hydrobia syrmica* Neum., *Valvata piscinalis* Müller, *Theodoxus licherdopoli scriptus* Ştef.

Către partea inferioară a acestor nisipuri se găsesc intercalate două strate subţiri de lignit (0,15 m grosime), prinse în marne cărbunoase.

Levantinul inferior se poate urmări spre NE şi pe stînga văii Slăniculuí, unde apare fosilifer pe văile Părului, Vacii, Pleşii, Dealul Pleşii văile Crîngului, Dimiana, Homocioaia şi sporadic pe valea Cîmpulungeanca. Astfel stratul cu „unionizi sculptaţi" este marnos şi apare bine deschis pe versantul sud-estic al Dealului Pleşii spre valea Crîngului. De aici am recoltat următoarele forme: *Psilunio* (*Psilunio*) *lenticularis* Ştef., *Ps. condai* Porumb., *Ps. altecarinatus* Penecke, *Ps.* cf. *ştefănescui* Tourn., *Hyriopsis* sp., *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz., *V. bifarcinatus stricturatus* Neum., *Bulimus* (*Tylopoma*) *melanthopsis* Brus., *B. oncophorus* Brus., *Melanopsis* (*Melanopsis*) *pterochila pterochila* Brus., *M. sandbergeri rumana* Tourn., *M.* (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum., *Lithoglyphus acutus decipiens* Brus.

Peste stratele acestea, cu unionizi sculptaţi, urmează un alt pachet de marne nisipoase care conţin pe Valea Vacii două intercalaţii foarte subţiri cărbunoase (la circa 400 m în amunte de confluenţa cu pîrîul Crîngului şi la sud de cota 381). În aceste marne am găsit formele: *Psilunio* (*Psilunio*) *krejci* Wenz, *Ps. lenticularis* Ştef., *Viviparus turgidus pilari* Brus., *V. craiovensis* Tourn., *V. mammatus* Ştef., *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum.

Stratele acestea marnoase fosilifere, mai superioare ca poziţie pe verticală decît cele cu „unionizi sculptaţi", se pot recunoaşte şi mai spre N, în valea Dimiana, pe vîlcelele de pe stînga acesteia, numite Valea lui Rugină şi valea Plopu (de pe versantul de NE al Muchii Văii Dracului) sau ceva mai la N, pe valea Homocioaia, unde conţin aceleaşi forme levantine.

Dacă ne deplasăm către răsărit, spre originea văilor Dimiana, Crîngului, Vacii, Părului, Horatului sau Izvorului Dulce, stratele levantine devin foarte repede nefosilifere şi sînt din ce în ce mai nisipoase. Peste ele apar apoi, ceva mai la răsărit, în mod izolat, baza prundişurilor de Cîndeşti, care reprezintă levantinul superior.

Înainte de a termina cu acest subcapitol trebuie să arătăm că limita dintre levantinul inferior şi dacian, aşa cum am stabilit-o noi, începe (de la S spre N) de pe versantul drept al văii Muscelu şi se continuă spre nord pe versantul estic al dealurilor Moara de Vînt, Ţifna Mare, Ţifna Mică (la originea văii Tătarului). Se continuă apoi pe versantul estic al Dealului Piua Mică (la originea văii Mereului), trece peste Muchia Piua, traversează valea Balauru şi Dealul Balauru şi ajunge (la Cărpinişţea) la

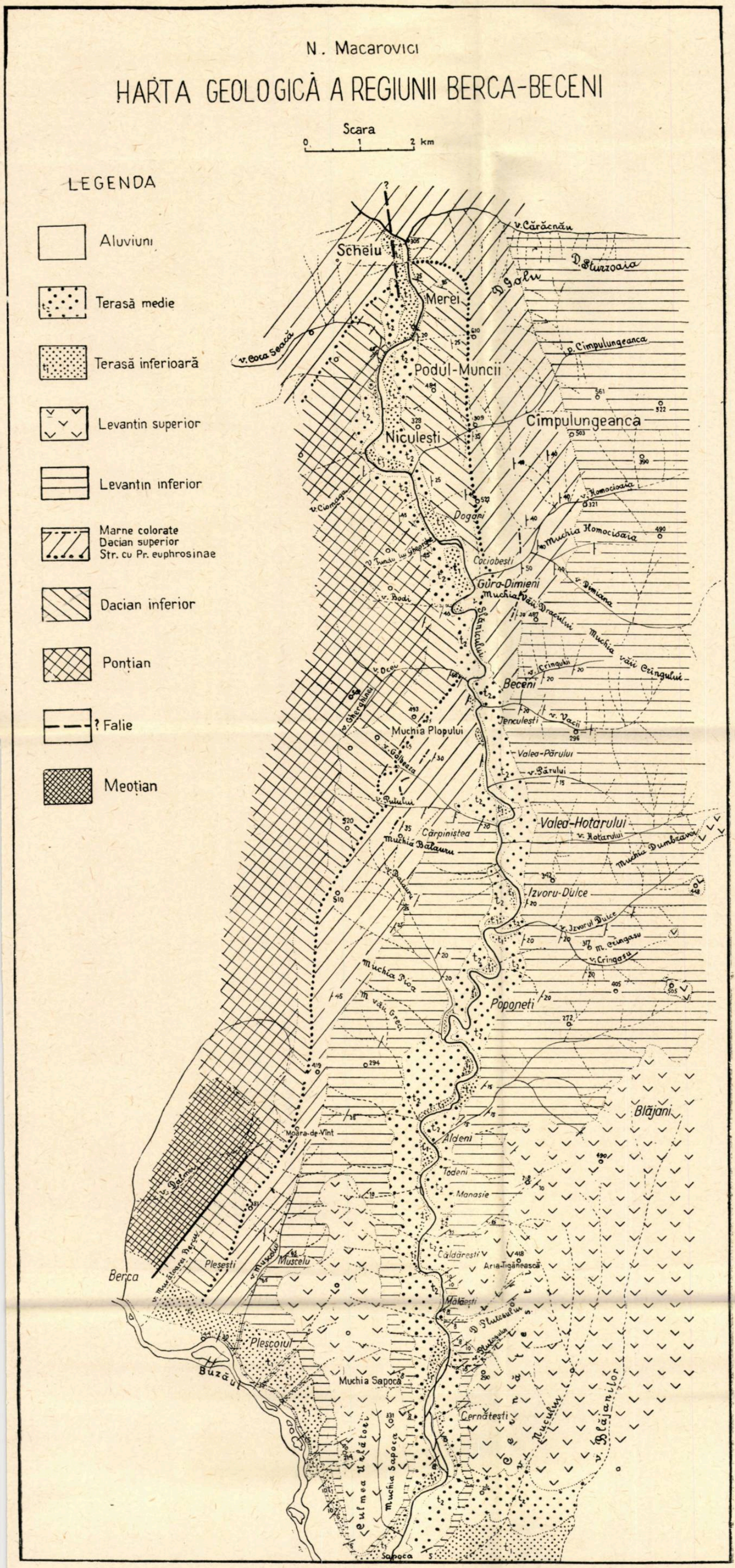
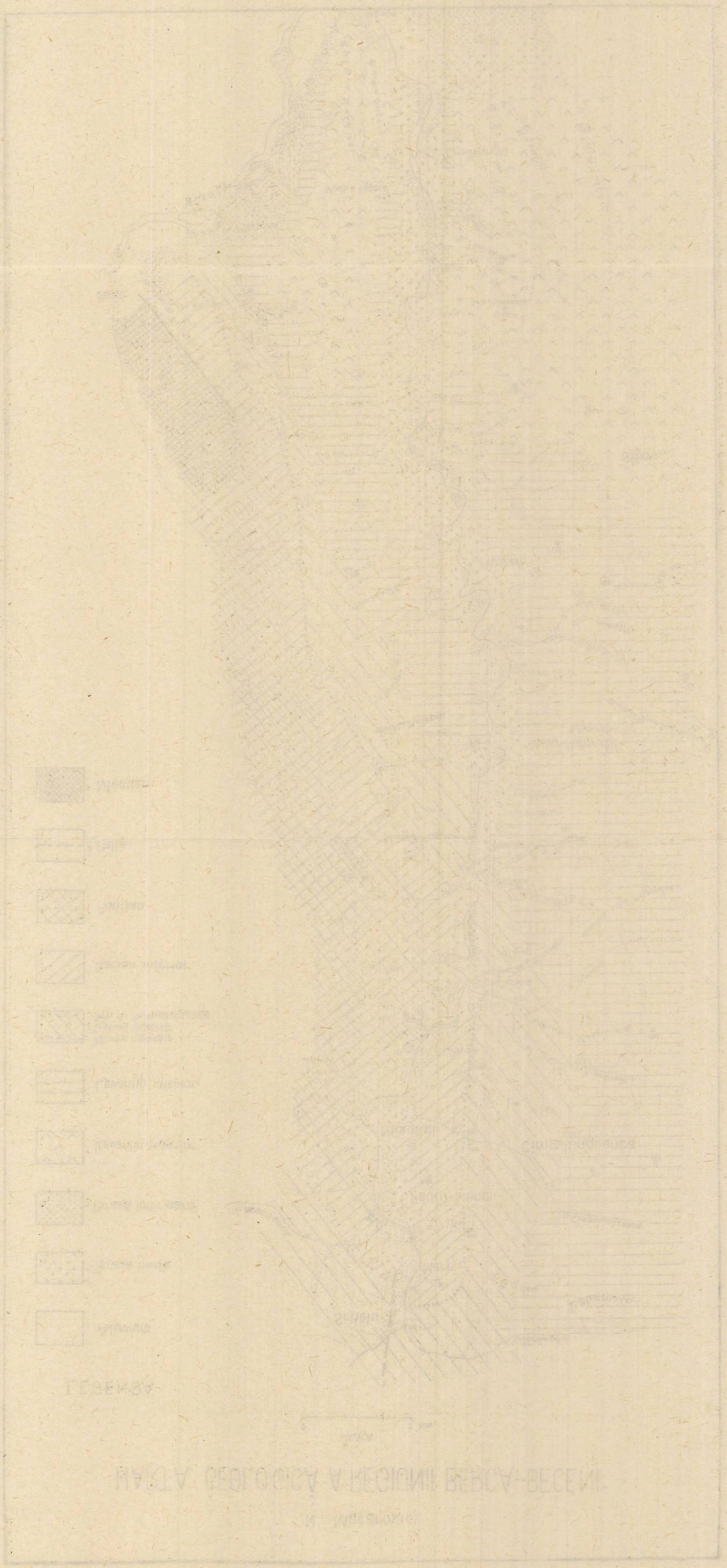

N. Macarovici
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII BERCA-BECENI
Scara
0 1 2 km
LEGENDA
Aluviuni
Terasă medie
Terasă inferioară
Levantin superior
Levantin inferior
Marne colorate
Dacian superior
Str. cu Pr. euphrosinae
Dacian inferior
Ponțian
? Falie
Meoțian
Schelu
Merei
Podul-Muncii
Niculeşti
Cîmpulungeanca
Dogari
Cociobeşti
Gura-Dimieni
Beceni
Jenculeşti
Muchia Plopului
Valea-Părului
Valea-Hotarului
Cărpiniştea
Izvoru-Dulce
Poponeţi
Blăjani
Moara-de-Vînt
Aldeni
Todeni
Manasie
Căldăreşti
Aria-Tigănească
Mălăeşti
Plesesti
Muscelu
Berca
Plescoiul
Buzăul
Muchia Sapoca
Cernăteşti
Culmea Urlătorii
Muchia Sapoca
Sapoca
v. Cărăcnău
D. Sturzoaia
D. Golu
p. Cîmpulungeanca
v. Homocioaia
Muchia Homocioaia
v. Dimiana
Muchia văii Dracului
Muchia văii Crîngului
v. Crîngului
v. Vacii
v. Părului
v. Hotarului
Muchia Dumbravei
v. Izvorul Dulce
v. Crîngasu
Muchia Pioa
v. Bodi
v. Ocei
v. Gherghinei
v. Galbeaza
v. Putului
v. Balauru
v. Dălmei
v. Muscelu
v. Muscelu
v. Blăjanilor
v. Nucului

Fig. 3.

c. 3114

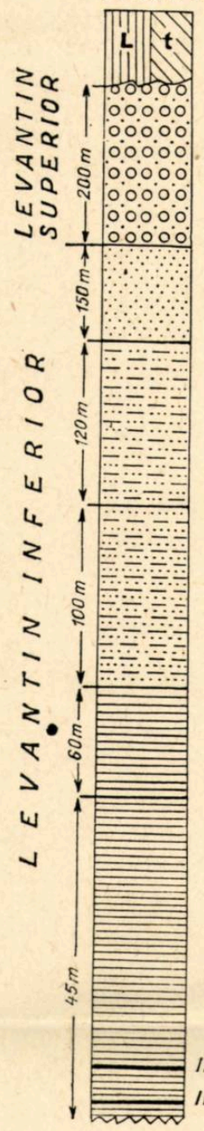


N. MACAROVICI

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ PRIN DEPOZITELE PLIOCENE DE PE FLANCUL RĂSĂRITEAN AL STRUCTURII BERCA - ARBĂNAȘI

I

Valea Părului



Valea Slănicului

CUATERNAR

25. Lehmuri. Terasele rîului Slănic

LEVANTIN SUPERIOR

24. Nisipuri cu prundișuri (prundișurile de Cîndești) circa 200 m.

LEVANTIN INFERIOR

23 Nisipuri nefosilifere.

22 Marne nisipoase cu:
Psilunio krejcii Wenz
„ lenticularis Ștef
Viviparus turgidus pilari Brus
„ mammatus Ștef.

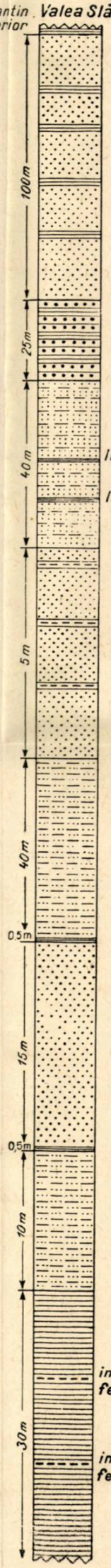
21. Nisipuri argiloase cu:
Psilunio condai Porumb.
„ lenticularis Ștef
„ bielzi Czek.
„ altecarinatus Pen
„ cf. stefănescui Tourn

20. Marne argiloase galbene cu:
Hyriopsis probematica Cob.
Viviparus turgidus pilari Brus.

19. Marne argiloase:
Psilunio lenticularis Ștef
„ condai Porumb.
„ cymatoides Brus
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz
„ bifarcinatus stricturatus Neum
„ dezmanianus Brus
„ craiovensis Tourn
„ mammatus Ștef.
„ turgidus pilari Brus.

II

Levantin inferior — Valea Slănicului



DAIAN SUPERIOR

18. Nisipuri (cu intercalații marnoase) cu:
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz.
„ argiensis tranziție la Viviparus turgidus pilari Brus.
Bulimus oncophorus Brus.
„ pilai Neum.
Melanopsis sanbergeri rumana Tourn.
„ declata Stol.
„ beneroni Ștef.
Psilunio craiovensis psilodontum Teiss.
„ craiovisis craiovensis Tourn.

17. Marne argiloase vinete, negricioase și roșii.

16. Nisipuri argiloase galbene cu:
Psilunio craiovisis slanicensis Teiss.
Unio rumanus Tourn.
„ sturzae Cob.
„ prominulus Ștef.
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz.
„ woodwardi Brus.
„ argeiensis Ștef.

15. Nisipuri cu intecalații de gresii feruginoase cu:
Prosodacna stui Cob. și
Psilunio craiovesis slanicensis Teiss.
Unio rumanus Tourn
„ sturcae Cob.
„ prominulus Ștef.
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz.
„ woodwardi Brus.
„ argeiensis Ștef

14. Marne nisipoase cu:
Psilunio craiovensis slanicensis Teiss.
Unio rumanus Tourn
„ sturzae Cob.
„ prominulus Ștef.
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz.
„ woodwardi Brus.
„ argeiensis Ștef

13. Lignit (0,50 m grosime).

12. Nisipuri galbene cu:
Psilunio craiovensis slanicensis Teiss.
Unio rumanus Tourn.
„ sturcae Cob.
„ prominulus Ștef
Viviparus bifarcinatus bifarcinatus Bielz
„ woodwardi Brus.
„ argeiensis Ștef

11. Lignit (0,50 m grosime).

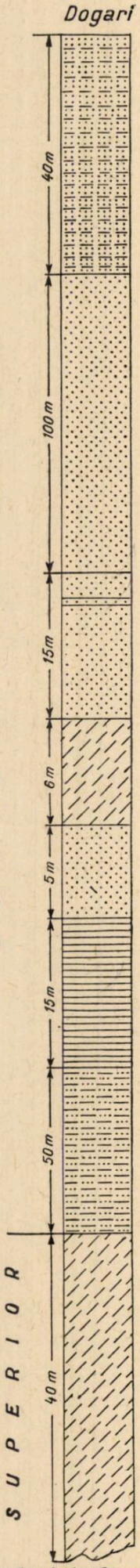
10. Marne nisipoase (cu intercalație subțire de marnă albicioasă, slab tufacee) conținînd:
Bulimus speciosus Cob.
Melanopsis esperoides Ștef.
Gyraulus cf rumanus Wenz

9. Stratul reper cu Pr. neum. euphrosinae
Marne argiloase cu intercalații feruginoase conținînd:
Prosodacna neumayri euphrosinae Cob.
„ neumayri neumayri Fuchs.
„ haueri haueri Cob
„ haueri porumbari Cob.
„ zamphiri Cob.
Viviparus neumayri popescui Cob
„ neumayri neumayri Cob.
„ rumanus Tourn.
„ rumanus heberti Cob.
„ argeiensis Ștef.

Muchia Plopului, cota 547 m

III

Dogari



DACIAN INFERIOR

8. Nisipuri argiloase (stratul cu vivipare mari) cuprinzînd:
Prosodacna haueri haueri Cob.
„ haueri porumbari Cob.
„ neumayri neumayri Fuchs (rar).
„ zamphiri Cob.
„ heberti Cob.
„ rumana Font.
Viviparus neumayri popescui Cob.
„ rumanus Tourn.
„ rumanus heberti Cob.

7. Nisipuri albe-gălbui cu:
Prosodacna heberti Cob.
„ haueri haueri Cob
„ rumana Font. (frecvent).
„ sturi Cob.
„ orientalis Ștef.
„ munieri Ștef.
„ serena Ștef.
Didacna subcarinata placida Ștef.
Dreissena rostiformis Desh.
„ tenuissima Sinz.
Viviparus neumayri popescui Cob.
„ woodwardi Brus.

6. Nisipuri cu intercalații gresoase, conținînd:
Prosodacna haueri haueri Cob.
„ haueri porumbari Cob.
„ orientalis Ștef.
Didacna subcarinata placida Ștef.

5 Marne argiloase foioase cu:
Prosodacna heberti Cob.
Didacna subcarinata subcarinata Desh.
Melanopsis esperoides Ștef

4. Nisipuri albe-galbene cu:
Prosodacna haueri haueri Cob.
„ heberti Cob

3. Marne argiloase cu:
Didacna subcarinata subcarinata Desh.
„ subcarinata placida Ștef.
„ subcarinata luxuriosa Wenz
Prosodacna serena Ștef.
„ rumana Font.

2. Marne nisipoase cu:
Prosodacna serena Ștef.
„ cobălcescui Font.
„ stenopleura Ștef.
„ savae Teiss.
Zagrabica reticulata Ștef.
Melanopsis decollata Ștef.

PONȚIAN SUPERIOR

1 Marne argiloase foioase cu:
Caladacna steidacneri Brus.
Phyllicardium planum planum Desh
„ planum lunae Voitești
„ planum giganteum Wenz
Didacna subcarinata subcarinata Desh
„ subcarinata luxuriosa Wenz
„ subcarinata placida Ștef
Prosodacna heberti Cob.
„ orientalis Ștef
„ sturi Cob.
„ stenopleura Ștef
„ savae Teiss.
Valenciennius annulatus Rouss.

V Fundu lui Gheorghe

confluența văii Puțului cu valea Gălbeaza. Această limită trece apoi valea Slănicului (la sud de Beceni) și ajunge în Muchia Dracului. Mai departe traversează valea Dimiana, pe la E de confluența acesteia cu valea Homocioaia și trece (cu direcția aproape NS) în valea Cîmpulungeanca, mergînd aproape paralel cu stratul cu *Prosodacna euphrosinae* Cob., de la baza dacianului superior.

Levantinul superior este subetajul de care ne-am ocupat mai îndeaproape cînd am studiat flancul de sud-est al structurii Berca — Arbănași (7). Cu această ocazie am văzut că este reprezentat aproape exclusiv prin pietrișurile de Cîndești. Între zona fosiliferă a levantinului inferior și aceste pietrișuri se află o zonă destul de groasă de nisipuri nefosilifere. Mai la N de Aldeni — Blajani, în regiunea ce ne preocupă pe noi, am întîlnit pietrișurile de Cîndești sub forma unor petice izolate, caracterizate prin elemente foarte numeroase de menilite, la care se adaugă elemente mai puțin numeroase de gresii și marne din flișul paleogen. Astfel de prundișuri am găsit, în primul rînd, la cota 505, de la vest de satul Clociți, apoi spre NV de acest sat, la cotele 457 și 437 din Muchia Hîrboaca.

Cuaternarul. Este reprezentat în regiunea cercetată, pe lîngă învelișul de lehmuri, prin terasele rîului Slănic. În lungul acestui rîu se observă foarte bine terasa medie, pe care sînt așezate în mod obișnuit satele, cum sînt: Poponeți, Izvoru-Dulce, Valea-Hotarului, Valea-Părului, Beceni, Gura-Dimienii, Dogari, Podu-Muncii, Petrăcești și Niculești. O parte din aceste sate trec și pe terasa inferioară a Slănicului, sau sînt așezate sate întregi, cum este cazul satelor Dogari și Scheiu.

Terasa superioară a acestui rîu este mai greu de stabilit, cu toate că s-ar părea că nu lipsește.

Tectonica. Întreaga regiune, descrisă mai sus (după cum se cunoaște din studiile mai vechi) aparține, din punct de vedere tectonic, planului răsăritean al anticlinalului Berca — Beciu—Arbănași (fig. 1 și 2). Stratele au în general, în partea sudică, direcția NE 45—35° NV și înclinarea E 15—25°, iar spre partea nordică direcția devine treptat NE 35—5° NV și înclinarea E 25—45°, după cum axul acestui anticlinal ia treptat direcția NS. În partea nordică a satului Scheiu stratele își schimbă direcția și devin EV, iar înclinarea spre N, ca apoi imediat pe versantul vestic al văii Slănicului, direcția acestora să devină NE—SV și înclinarea V, ceea ce este foarte evident pe pîrîul Coca. Între cele două flancuri ale anticlinalului este probabil o falie (fig. 3).

Concluzii. Din cele arătate mai înainte se pot stabili, pentru flancul estic al anticlinalului Berca — Arbănași, următoarele:

1. Limita dintre dacian și levantin, din punct de vedere paleontologic, trebuie să fie pusă mai sus decît ultimele strate cu *Prosodacna*, fiindcă asociația de faună de tip dacian se continuă pînă în momentul cînd apar „unionizii sculptați". O dată cu apariția acestora și restul faunei se schimbă relativ repede. Limita aceasta, propusă de noi, dintre dacian și levantin este admisă și de autorii mai vechi, cum sînt Sava Athanasiu (1), W. Teisseyre (16), St. Mateescu (8) și alții. Se pare că numai R. Ciocîrdel (2) admite această limită, imediat deasupra ultimului strat cu *Prosodacna*.

2. Dat fiind că prosodacnele mari se înmulțesc încă din cuprinsul dacianului inferior, singurul strat reper, ușor de stabilit, este stratul cu *Prosodacna neumayri euphrosinae* Cob. Acest strat îl propunem ca limită între dacianul inferior și cel superior, mai întîi pentru anticlinalul Berca — Arbănași, în cazul cînd pentru alte regiuni din curbura Carpaților nu este încă recunoscut.

3. Limita paleontologică pontian-dacian, cea mai corectă, pare a fi momentul cînd dispare genul *Phyllicardium* și încep marnele nisipoase cu *Prosodacna serena* Ștef. și *Pr. cobălcescui* Font., fapt care ne arată o îndulcire tot mai accentuată a apelor.

4. În cuprinsul dacianului se observă clar evoluția treptată a faunei, de la cea pontiană spre cea de tip levantin, prin dispariția mai întîi a formelor venite din pontian, urmată de cea a formelor daciene și prin apariția de forme noi, care se vor înmulți în levantin.

Evoluția treptată iese în evidență din coloana stratigrafică anexată acestui text în care nu se înregistrează întreruperi de sedimentare, ceea ce permite să iasă în evidență evoluția continuă și treptată a faunei începînd de la sfîrșitul pontianului și începutul dacianului (cînd dispar toate formele de apă salmastră) și pînă în levantin (cînd apele devin complet dulci).

Deoarece zona Beceni — Berca este tocmai zona clasică unde Gr. Cobălcescu (3) a descris pentru prima dată „stratele cu psilodonți", care au fost luate apoi drept strate tip pentru dacian de către W. Teisseyre (16), ar fi cazul ca la baza stabilirii conținutului paleontologic tip pentru etajul dacian din țara noastră și pentru delimitările acestuia să stea coloana stratigrafică alăturată. În sprijinul acestei propuneri stă faptul că în zona Beceni — Berca se observă, în mod sigur o sedimentare continuă și neîntreruptă începînd din pontian și pînă în levantinul superior.

Universitatea „Al. I. Cuza", Iași.
Laboratorul de geologie.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СТРУКТУРЕ БЕРКА — АРБЭНАШЬ (ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦ ДАКИЙСКОГО ЯРУСА)

РЕЗЮМЕ

В результате исследований, проведенных автором на восточном крыле структуры между селами Берка и Винтила Водэ, установлена подтвержденная палеонтологическими данными правильная последовательность напластований от понта до левантинского. Кроме этого устанавливается, что слой с Prosodacna (Psilodon) euphrosinae Corb., залегающий на границе между нижним и верхним дакийским, является хорошим опорным горизонтом, прослеживающимся на всем протяжении восточного крыла указанной структуры.

С петрографической точки зрения невозможно провести границу, как между понтом и дакийским, так и между этим последним и леван-

тинским; следовательно, единственным критерием для разграничения указанных стратиграфических единиц является палеонтологические данные. Но и с этой точки зрения существует затруднения, так как некоторые формы понтического переходят в дакийские отложения, другие же исчезают совместно с отложениями этого яруса. Основываясь на этом, автор (как и Чокырдел [2]) считает, что для разграничения указанных двух ярусов (понт и дакийский) в структуре Берка—Арбэнашь лучше всего руководствоваться исчезновением всех видов и подвидов Phyllicardium. Для проведения границы между верхним и нижним левантинским, по мнению автора, нельзя обосновываться на исчезновении рода Prosodacna, согласно утверждению некоторых исследователей [2], так как некоторые типы Unio и Viviparus дакийского типа, встречаются также и выше последнего слоя с Prosodacna. На основании этого, автор считает необходимым перенести эту границу вверх по вертикали. Автор (как и С. Атанасиу [1] и В. Тейсейр [15]) считает, что границу между верхним и нижним левантийским следует приурочивать к слою, в котором начинают появляться первые экземпляры скульптурных Unio, так как совместно с их появлением отмечается исчезновение главного большинства руководящей дакийской фауны и быстрое распространение фауны нового типа.

С тектонической точки зрения напластования, обнажающиеся на восточном крыле антиклинали Берка — Арбэнашь (рис. 1 и 2), постепенно изменяют свое простирание с СВ 45—35° СЗ, с падением на восток под углами от 15 до 25° — в южной части, на СВ 35—5° СЗ с падением на восток под углами 25—45° — в северной части. К северу от Шкейя простирание слоев ВЗ с падением к северу, а правее долины р. Слэник простирание их изменяется на СВ—ЮЗ с падением к западу (см. прилагаемую карту).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Профиль восточного крыла структуры Берка —Арбэнашь, между вершинами Дялул Фундул луй Георге и Микия Хомочиоя.

Рис. 2. — Профиль участка между вершиной Мукя Плопулуй и долиной Слэника.

Рис. 3. — Геологическая карта области Берва — Берчень.

I—III — Стратиграфическая колонка восточного склона структуры Берва—Арбэнашь.

OBSERVATIONS STRATIGRAPHIQUES SUR LA STRUCTURE BERCA – ARBĂNAȘI (RELATIVES AUX LIMITES DU DACIEN, EN PARTICULIER)

RÉSUMÉ

Lors de recherches qu'il a effectuées sur le flanc oriental de la structure, entre Berca et Vintilă-Vodă, l'auteur a constaté l'existence d'une succession paléontologique ininterrompue entre le Pontien et le Levantin.

En outre, il a constaté que la couche à *Prosodacna* (*Psilodon*) *euphrosinae* Cob. est une excellente couche-repère limite, entre le Dacien inférieur et le Dacien supérieur, et peut être suivie sur tout le flanc oriental de cette structure.

Au point de vue pétrographique, nulle délimitation n'est possible, ni entre le Pontien et le Dacien, ni entre ce dernier et le Levantin, aussi la délimitation paléontologique reste-t-elle le seul critère valable. A ce point de vue, cependant, on constate que toute une série de formes passent du Pontien au Dacien, tandis que d'autres formes disparaissent au terme du Pontien. L'auteur en déduit (tout comme Ciocîrdel) que le moment où toutes les espèces et variétés de *Phyllicardium* disparaissent doit être regardé comme la meilleure limite entre ces deux étages (Pontien et Dacien), pour ce qui est de la structure Berca — Arbănaşi. En ce qui concerne la limite entre le Dacien supérieur et le Levantin inférieur, on ne saurait la faire coïncider avec la disparition du genre *Prosodacna*, ainsi que l'affirment certains auteurs, attendu que la présence de certaines espèces de *Unio* et de *Viviparus*, de type dacien, continue même au-dessus de la dernière couche à *Prosodacna*. Il s'ensuit que cette limite doit être placée plus haut sur la verticale. L'auteur est d'avis (et son opinion concorde avec celles de S. Athanasiu et de W. Teisseyre) que la limite entre le Dacien supérieur et le Levantin inférieur doit être considérée coïncider avec la couche où apparaissent les premiers «Unionidés sculptés», car cette apparition constitue un fait faunique nouveau et que l'on constate en même temps la disparition de la majeure partie de la faune du type dacien, parallèlement au développement rapide d'un nouveau type de faune.

Au point de vue tectonique, les couches du flanc oriental de l'anticlinal Berca — Arbănaşi (fig. 1 et 2) suivent, à la partie méridionale, la direction NE 45-35° NO et ont une inclinaison E 15-25°; à la partie septentrionale, la direction devient graduellement NE 35-50° NO, avec l'inclinaison E 25-45°. Au nord du village de Şcheia, les couches prennent la direction EO, avec inclinaison vers le N et, tout de suite après, sur le versant droit de la vallée du Slănic, la direction des couches est NE — SO, avec l'inclinaison O (voir la carte).

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profil sur le flanc oriental de la structure Berca — Arbănaşi, entre la colline Fundu lui Gheorghe et Muchia Homocioaia.

Fig. 2. — Profil entre Muchia Plopului et la vallée du Slănic.

Fig. 3. — Carte géologique de la région Berca — Beceni.

I—III. Colonne, stratigraphique, sur le flanc oriental de la structure Berca — Arbănaşi.

BIBLIOGRAFIE

1. ATHANASIU SAVA, *Clasificarea terenurilor neogene în Romînia. Vol. jubiliar „P. Poni"*, Iaşi, 1906.
2. CIOCÎRDEL R., *Regiunea petroliferă Berca-Beciu-Arbănaşi*, Stud. teh. şi econ., Inst. geol. Rom., 1949.

3. COBĂLCESCU GR., *Studii geologice și paleontologice asupra unor tărîmuri terțiare din unele părți ale Romînei*, Mem. geol. Sc. Militare din Iași, București, 1883.
4. FILIPESCU M., *Etudes géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bisca Mică*, Bul. Lab. mineral. al Univ. București, 1937, **II.**
5. KREJCI-GRAF K., *Die rumänischen Erdöllagerstätten*, Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie, Stuttgart, 1929.
6. KREJCI-GRAF K. u. WENZ W., *Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien)*, Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges., 1931, **83.**
7. MACAROVICI NEC., *Asupra geologiei regiunii dintre valea Muscelu și valea Cîlnăului (raion Buzău)*, Dări de seamă Com. geol., 1959, **XLIII** (1955—1956).
8. MATEESCU ST., *Cercetări geologice în zona externă a curburii sud-estice a Carpaților*, An. Inst. geol. Rom., 1927.
9. MURGEANU G., SAULEA EM., POPESCU GR. și MOTAȘ I. C., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terțiarului în R.P.R.*, Stud. și cercet. geol., 1960, **V**, *2*.
10. NOTH R., *Le chantier pétrolifère d'Arbănași*, Karpacke Instytut Geologiczno-Naftovy, Varșovia, 1935.
11. PROTESCU O., *Structura geologică a reg. Buzăului cuprinsă pe foile Beciu. Scheia și Ivănețu*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, **XI.**
12. — *Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaților răsăriteni*, Stud. teh. și econ., Inst. geol. Rom., 1929, **III.**
13. ȘTEFĂNESCU SABBA, *Etudes géologiques sur les terrains tertiaires de Roumanie*, Lille, 1897.
14. TEISSEYRE W., *Die Schlammvulkane von Berca-Beciu und die Ölzone*, C. R. Congr. Inst. du Pétrole, IIIe Sess., București, 1907.
15. — *Geologische Untersuchungen im Distrikt Buzău*, Abhandl. der K.K. Geol. Reichsanstalt, Viena, 1897.
16. — *Über die möotische, pontische und dazische Stufe*, An. Inst. geol. Rom., 1908, **II.**
17. — *Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes*, Congr. Inst. du Pétrole, IIIe Sess. Guide des excursions, București, 1907.
18. WENZ W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete*, Senkenbergiana, 1942, **24.**

REVIZUIRI BIOSTRATIGRAFICE ÎN FLIȘUL PALEOGEN DIN CARPAȚII ORIENTALI (I) *)

DE

GH. BOMBIȚĂ

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 14 februarie 1961

Din însărcinarea Direcției Generale de studii a Comitetului geologic în ultimul timp am început analiza asociațiilor de macroforaminifere paleogene, colectate din depozitele de fliș ale Carpaților Orientali, în scopul stabilirii relațiilor cronologice între diferitele unități litostratigrafice separate.

*

Reflectînd preocupările școlii pe care o reprezintă, literatura noastră geologică privitoare la domeniul flișului paleogen cuprinde un număr de lucrări incomparabil mai mare față de ceea ce a consemnat cu privire la depozitele sincrone de facies epicontinental. Cu toate acestea, după mai mult de 50 de ani de cercetări în Carpații Orientali, stratigrafia depozitelor paleogene a rămas o problemă deschisă față de structura lor, care a fost reconsiderată în cîteva rînduri.

Restrîngem la cîteva linii — cu totul generale — istoricul urmăririi acestei probleme stratigrafice. Aportul înaintașilor a contribuit la precizarea poziției de pe care trebuie pusă problema și a înlesnit căutarea soluțiilor biostratigrafice pe care le încearcă și contribuția de față, ca un omagiu adus acestor cercetări.

Trei generații de geologi din țara noastră, folosind metodele de lucru ale timpului lor, au abordat stratigrafia paleogenului în facies de fliș și au adus contribuții la descifrarea sa. Ele și-au transmis una celeilalte această preocupare; fiecare a făcut din cercetările în fliș o pasiune profesională; aportul fiecăreia a constituit baza de lucru pentru generația următoare.

*) A se vedea și *Raport nr. 647/1960 (probl. I/4b —1959)*, Arh. Com. geol.

După Gr. Cobălcescu (13), primul geolog romîn care a făcut observații în paleogenul Carpaților Orientali, prima generație, ilustrată de cîteva dintre cele mai reprezentative figuri ale geologiei noastre, a stabilit jaloanele stratigrafice și tectonice: Sava Athanasiu, Ludovic Mrazec, Ion Popescu-Voiteşti, Gheorghe Macovei, David Preda.

Generația următoare, din care fac parte Ion Atanasiu, Gheorghe Murgeanu, Miltiade Filipescu, Ion Băncilă, a detaliat studiile, fixînd cadrul pe care s-au grefat și continuă a se grefa datele noi.

În sfîrșit, dacă astăzi sîntem în situația de a cunoaște în flișul paleogen orizontări și echivalențe litostratigrafice clare, rezultate din studii de teren minuțioase, aceasta se datorește ultimei generații de geologi care a lucrat foarte detaliat în acest domeniu: Ion Dumitrescu, Grigore Popescu, Teodor Joja, Nicolae Grigoraș, Ion Pătruț, Florin Olteanu.

Primele mențiuni despre existența faunelor de macroforaminifere în paleogenul carpatic au fost făcute în urmă cu un secol de către A. v. Alt în anul 1858 [1]) și M. H. Coquand (14).

Primele determinări specifice de nummuliți și ortofragmine au fost făcute de Th. Fuchs la Viena (50), (3), V. Aradi și A. Koch la Budapesta (22).

Acest grup de fosile a fost apoi în atenția permanentă a cîtorva cercetători care s-au preocupat de stabilirea criteriilor paleontologice pentru datarea depozitelor de fliș paleogen: W. Teisseyre (50), S. Athanasiu (3), (4), (5), (6), L. Mrazec (22), G. Botez (10), Otto Protescu (43), (44), (45), (46), I. Popescu-Voiteşti (36), (37), (38), (39), G. Murgeanu (25), (26), (27), (28).

*

Este recunoscut faptul că, prin natura lor, depozitele de fliș nu constituie domeniul cel mai favorabil pentru studii stratigrafice. Încadrarea în diagnoze exacte a materialului paleontologic colectat din aceste depozite întîmpină serioase dificultăți.

Avînd în vedere aceste considerații, menționăm că datele paleontologice prezentate în această notă, ca și concluziile stratigrafice care decurg din ele, au, deocamdată, caracter preliminar. Ele nu sînt deci în situația de a înlocui opiniile curente, în cazul cînd le-ar contrazice, după cum, în aceeași măsură, nu pot pretinde o definitivă recunoaștere a lor, în cazul cînd le-ar confirma.

Dorim ca acestei prime note să-i adăugăm o serie de contribuții asupra statigrafiei flișului paleogen din Carpații Orientali.

---

[1]) A. v. Alt, *Ein Ausflug in die Marmoroscher Karpathen*, Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellsch., II Jahrg., 1858.

VÎRSTA TERMENULUI INFERIOR AL FACIESULUI EXTERN AL EOCENULUI DIN PÎNZA DE TARCĂU, LA TÎRGU-OCNA

Între rîurile Buzău și Trotuș pînza de Tarcău cuprinde trei subunități, dispuse transversal pe direcția axului geosinclinalului carpatic, corespunzînd la trei zone de faciesuri: o zonă internă (vestică) numită a faciesului gresiei de Tarcău; o zonă intermediară cu facies intermediar între precedenta și zona numită externă (estică) care corespunde unui facies extern.

Fiecare zonă cuprinde, la rîndul său, cîțiva termeni separați geometric.

După datele existente, toate cele trei faciesuri ale acestei mari unități conțin faune de foraminifere mari; toate cele trei subunități astfel fixate, cu termenii (orizonturile) lor, sînt considerate sincrone.

Regiunea Tîrgu-Ocna este una dintre primele din țară cunoscută din punct de vedere geologic (M. H. Coquand — 1867; G. Tschermack — 1881; W. Teisseyre — 1898).

Ceea ce a fost descris inițial de către W. Teisseyre drept „strate de Tg.-Ocna" [1]) de vîrstă eocen superior — oligocen cu *Nummulites intermedius* d'Archiac (50)[2]), (24)[3]), (7)[4]) și *Nummulites boucheri* de La Harpe (41)[5]) sau de vîrstă bartoniană (4)[6]) reprezintă, în vederile ultimilor cercetători specialiști în fliș paleogen (18)[7]), (16)[8]), faciesul estic, extern sau de Leșunț al eocenului din pînza de Tarcău[9]).

În regiunea semiferestrei Slănicului, în împrejurimile orașului Tg.-Ocna, pînza de Tarcău atinge, prin zona sa externă, unul dintre punctele cele mai estice de avansare pe linia Oituz—Tg.-Ocna—Berzunț.

Conturul său de eroziune, în perimetrul de la nord de Tg.-Ocna, are aspectul unui intrînd dinspre nord (fig. 1). La est marginea pînzei ia contact cu zona neogenă (acvitanian-burdigalian în faciesul stratelor de Hîrja), iar la sud și vest delimitează o mică semifereastră, în care apare autohtonul (zona marginală) constituit din strate de Hîrja cu concentrații evaporitice și complexul marnos, cenușiu, helvețian.

Secțiunea paleogenului din pînză este constituită din eocen în facies extern și oligocen în facies de Kliwa.

Eocenul cuprinde în bază un orizont cu calcare marnoase, fine, în plăci, cu fucoide, de tip Pasieczna, și conglomerate cu elemente de dimensiuni mici sau medii, reprezentînd șisturi verzi, cuarț policolor, cuarțite metamorfice, rare micașisturi cu biotit, rare fragmente de clorit și limonit. Aceste conglomerate conțin și numeroase macroforaminifere.

---

[1]) Sinonime cu ceea ce Gr. Cobălcescu a numit „seria inframenilitică" ((13), p. 65).
[2]) p. 569—574.
[3]) p. 53.
[4]) p. 326.
[5]) p. 441.
[6]) p. 167—168.
[7]) p. 143.
[8]) p. 211—215.
[9]) Eocen marginal, constituent al pînzei mediane ((21), p. 50—59); ((1), p. 167—169).

Urmează un orizont argilo-marno-gresos cu hieroglife și fucoide, iar la partea superioară gresia de Lucăcești cu aspectul său cunoscut.

Oligocenul include gresii de Kliwa, marne bituminoase, menilite și disodile.

Asociația de foraminifere mari pe care o prezentăm a fost colectată din conglomeratele eocene cu elemente verzi pe profilul deschis de pîrîul

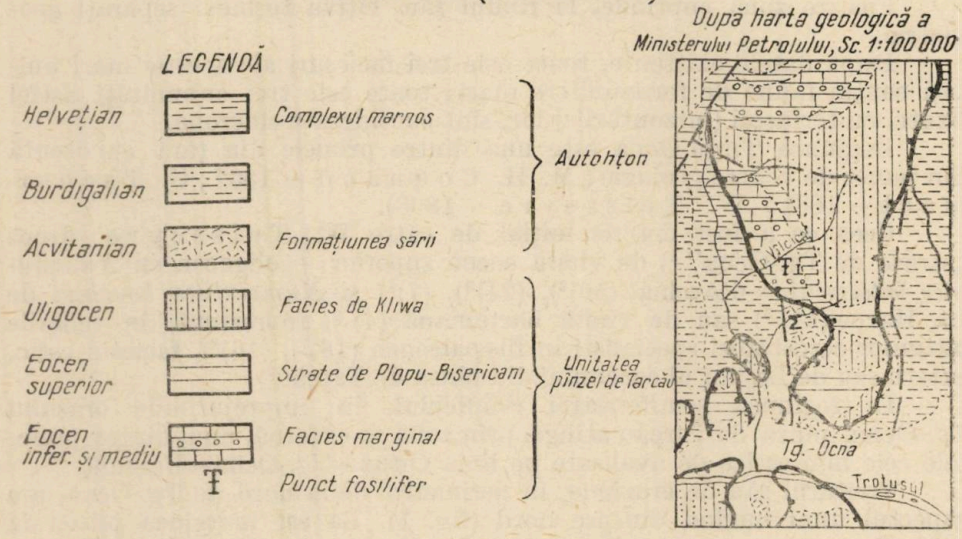


Fig. 1

Vîlcica la 1,5 km nord de Tg.-Ocna, în puncte menționate și de către W. Teisseyre în 1898 (50) [1]).

După ce traversează seria oligocenă în care își are sursa, pe direcție nord-est — sud-vest, pîrîul taie seria eocenului pe distanță de circa 700 m de la partea superioară (gresia de Lucăcești) la baza sa (orizontul marno-calcarelor, gresiilor și conglomeratelor fosilifere cu elemente verzi).

În continuare, pîrîul Vîlcica iese din pînză și străbate de la nord la sud depozitele miocene din fundament pînă la confluența cu rîul Trotuș, la sud-vest de Tg.-Ocna.

Menționăm cîteva păreri exprimate cu privire la caracterul sedimentar al acestui facies :

D. Preda (41) [2]) a arătat că „stratele de Tg.-Ocna" prezintă caracterele unei formațiuni sedimentată aproape de locul de origine al elementelor constitutive.

[1]) p. 572.
[2]) p. 441.

I. Atanasiu (2)[1]) a considerat că flișul calcaros-marnos de tip marginal („fliș tipic") s-a format prin procesul de oscilație a cordierelor într-un ritm aproape frenetic, extrem de variat ca intensitate și ca sens.

Recent, I. Dumitrescu [2]) a explicat caracterul faciesului extern al flișului, calcaros-conglomeratic, prin sedimentarea lui în zona externă a fosei, mai puțin mobilă, pe un șelf structural complicat cu o cordilieră din care provine materialul de șisturi verzi. În ideea noastră, în această regiune unitatea externă a eocenului pînzei de Tarcău reprezintă, ca asociație litologică, o secțiune *neritică* a faciesului de tip fliș, destul de bogată în resturi organice [3]).

Starea de conservare a faunei de macroforaminifere și unitatea de asociație pledează pentru prezența ei *in situ*. Remarcăm o micșorare generală a taliei foraminiferelor (nanism) cu păstrarea caracterelor specifice.

Materialul paleontologic avut la dispoziție [4]) cuprinde următoarele specii (fig. 2—32):

Nummulites cf. *bolcensis* M. Chalmas (A)
Nummulites ficheuri Prever (A)
Nummulites partschi de La Harpe (A, B)
Nummulites rotularius Deshayes (A)
Nummulites praelucasi Douvillé (A)
Nummulites exilis Douvillé (A)
Nummulites globulus Leymerie (A)
Nummulites planulatus Lamarck (A)
Nummulites subdistans de La Harpe (A)
Nummulites atacicus Leymerie (A, B)
Nummulites pratti d'Archiac & Haime (A)
Nummulites irregularis Deshayes (A)
Operculina cf. *canalifera* d'Archiac (A)
Discocyclina douvilléi Schlumberger
Discocyclina marthae Schlumberger.

Valoarea cronologică a formelor citate sprijină atribuirea termenului stratigrafic care le conține la ypresian [5]).

Ținînd seama de faptul că seria sedimentară paleogenă a suferit reduceri tectonice pe planul de șariaj al pînzei, continuitatea de sedimentare cretacic-paleogen apare ca posibilă, în regiune.

În această direcție sînt însă necesare date paleontologice suplimentare.

[1]) p. 31—33.

[2]) I. Dumitrescu și colab., *Prezentarea hărții tectonice a Romîniei*, Comunicare la Com. geol., 5.XII. 1958.

[3]) Problema ariilor-sursă și direcțiilor de transport urmează să fie rezolvată prin studii speciale de sedimentologie.

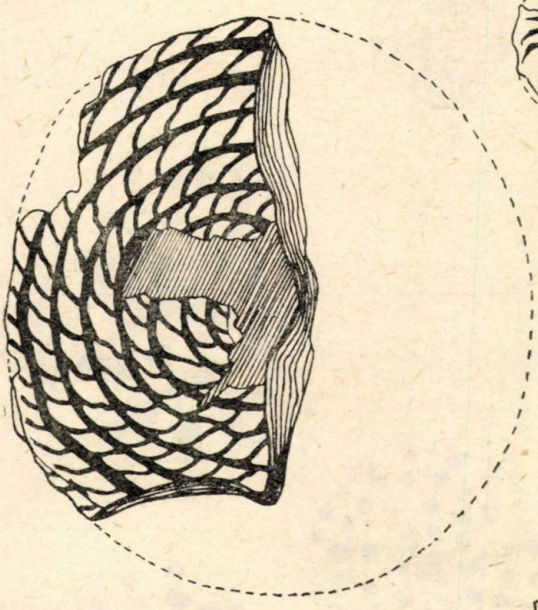
[4]) Cîțiva dintre nummuliții din această regiune au fost colectați de către C. Stoica în anul 1959.

[5]) Cu ocazia discuțiilor care au avut loc în cadrul Simpozionului asupra stratigrafiei terțiarului (23—25.X. 1959) L. Ionesi a anunțat determinarea unei asociații de nummuliți ypresieni, colectată dintr-o unitate stratigrafică echivalentă la nord de rîul Moldova.

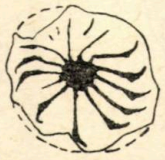
În cadrul acelorași discuții am arătat că examinarea preliminară a unor asociații de nummuliți, colectate în flișul Carpaților Orientali, ar indica vîrsta eocen superioară pentru primele depozite paleogene ale acestui facies. Deja datele prezentate în contribuția de față revizuiesc părerea de mai sus.

Fig. 2—32. — Asociația din valea Vîlcica (Tg.-Ocna).
Scările grafice reprezintă 1 mm.

Fig. 2 *a* și *b*. — *Nummulites atacicus* Leymerie (B) (col. C. Stoica).
Fig. 3 *a* și *b*, 4 *a* și *b*, 22 *a* și *b*. — *N. praelucasi* Douvillé (A).
Fig. 5 *a* și *b*. — *N. partschi* de La Harpe (B, exemplar tînăr).
Fig. 6, 7, 9, 20. — *N. pratti* d'Archiac & Haime (A).
Fig. 8 — *N. subdistans* de La Harpe (A).
Fig. 10, 12, 13 *a* și *b*, 16 *a* și *b*. — *N. partschi* de La Harpe (A) (fig. 12 col. C. Stoica).
Fig. 11, 21 *a* și *b*, 23 *a* și *b*. — *N. rotularius* Deshayes (A).
Fig. 14 — *N. irregularis* Deshayes (A).
Fig. 15 — *Nummulites* sp., aff. *pratti* d'Archiac & Haime (A).
Fig. 17 *a* și *b*. — *N. exilis* Douvillé (A).
Fig. 18 *a* și *b*. — *Operculina* cf. *canalifera* d'Archiac (A).
Fig. 19 *a* și *b*. — *N. globulus* Leymerie (A).
Fig. 24 *a* și *b*. — *N.* cf. *globulus* Leymerie (A) (col. C. Stoica).
Fig. 25 *a* și *b*, 30 *a* și *b*, 31 *a* și *b*. — *N. planulatus* Lamarck (A).
Fig. 26 *a* și *b*. — *Nummulites* sp. (A) (decorticat).
Fig. 27 *a* și *b*. — *N.* cf. *bolcensis* M. Chalmas (A).
Fig. 28 *a* și *b*. — *N.* cf. *subdistans* de La Harpe (A).
Fig. 29 *a* și *b*. — *N. ficheuri* Prever (A).
Fig. 32 *a*, *b* și *c*. — *N.* cf. *rotularius* Deshayes (A).

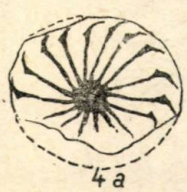


2a



3a

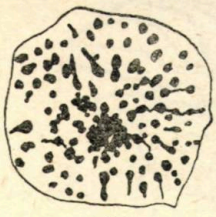
3b



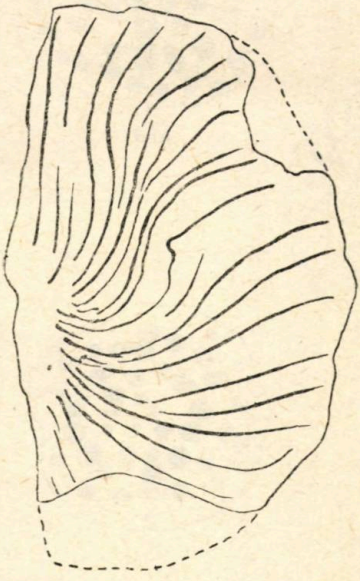
4a

4b

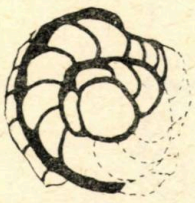
5a



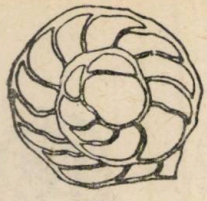
5b



2b

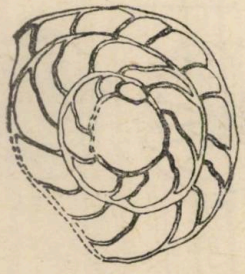


6

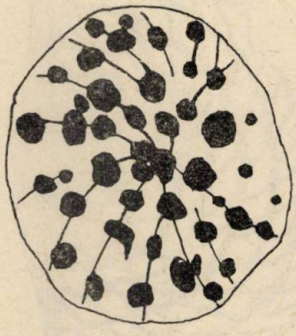


7

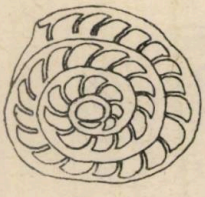
8



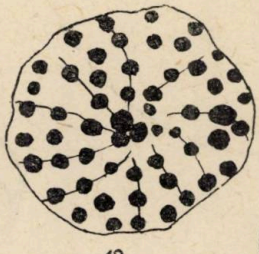
9



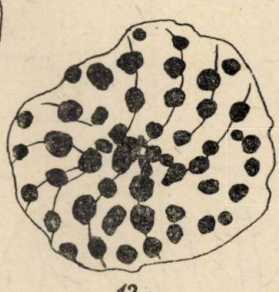
10



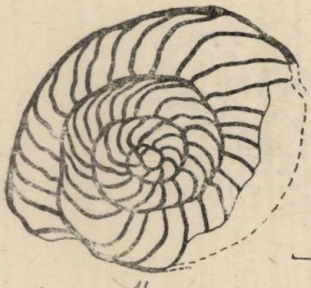
11



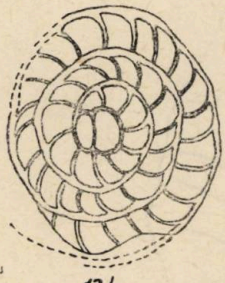
12



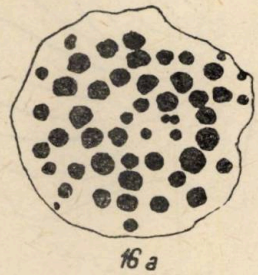
13a



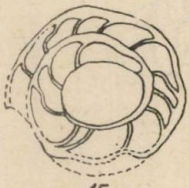
14



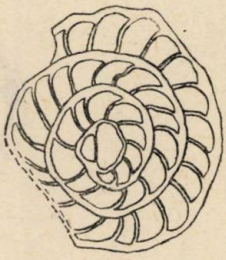
13b



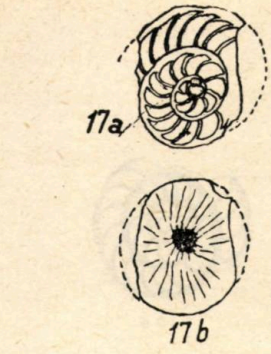
16a

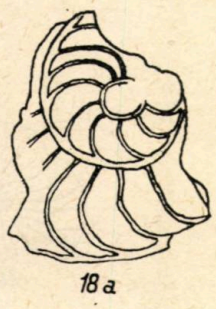


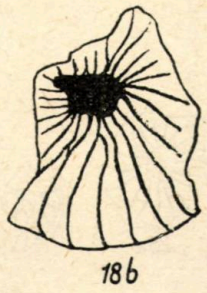
15



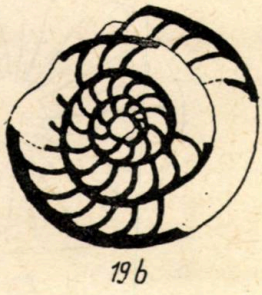
16b

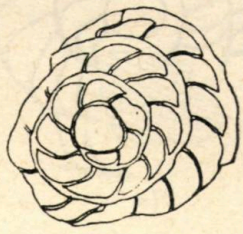

17a
17b


18a

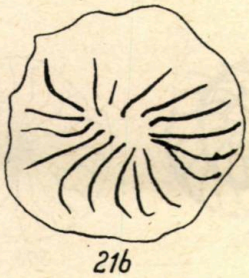

18b

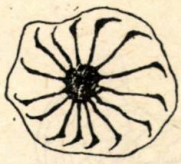
19a


19b

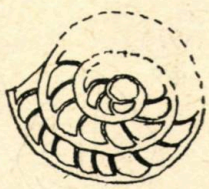

20

21a

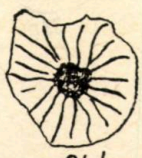

21b

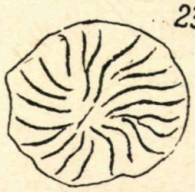

22a

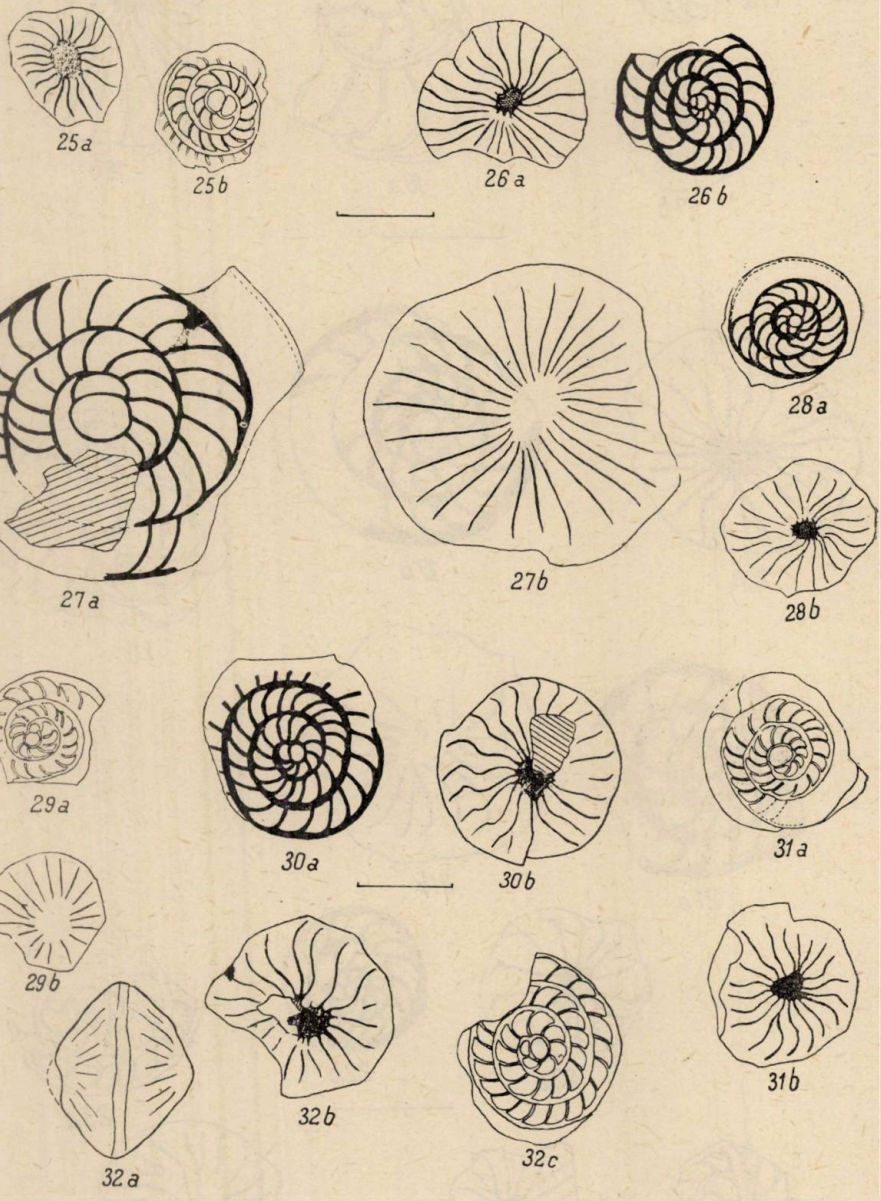
22b


23a

24a


24b


23b


25a
25b
26a
26b
27a
27b
28a
28b
29a
29b
30a
30b
31a
31b
32a
32b
32c

CONȚINUTUL PALEONTOLOGIC AL GRESIEI DE FUSARU PE VALEA TELEAJENULUI, LA HOMORÎCIU

Între problemele stratigrafice ale flișului Carpaților Orientali una dintre cele mai dificile de rezolvat rămîne stabilirea limitei dintre eocen și oligocen, alături de caracterizarea biostratigrafică a oligocenului.

Echivalarea orizontului menilitelor și disodilelor din Carpați cu stratele de Ileanda din bazinul Transilvaniei, stabilită de Gr. Cobălcescu în anul 1883 (13) [1]), stă la baza punctului de vedere — aproape general în țara noastră — care opinează pentru plasarea limitei eocen-oligocene sub acest orizont.

Trebuie menționată și părerea — destul de veche — care susține plasarea acestei limite deasupra menilitelor inferioare, exprimată de Gr. Ștefănescu (47), Saba Ștefănescu (48), Valeriu Popovici-Hațeg (40) și G. Murgeanu (26), (27), (28). Această părere se bazează pe existența intercalațiilor de calcare nummulitice în orizontul gipsurilor inferioare de pe Valea Doamnei („Nummuliticul getic").

Date paleontologice în problema oligocenului din țara noastră au adus pînă în prezent M. Paucă (31), (32), C. Stoica (49), T. Iorgulescu (20) și El. Hristescu (19).

Geologii polonezi și sovietici sînt cei mai avansați în ceea ce privește cantitatea datelor privind această limită, deși, pînă în prezent, nu s-a lichidat divergența de păreri asupra plasării sale deasupra sau sub orizontul inferior de menilite.

Trecerea la priabonian a orizontului menilitelor inferioare — și chiar a părții inferioare a seriei de Krosno — este susținută, în R. P. Polonă, de analizele faunelor de nummuliți (11), (12), (8), (9), (33).

Date interesante au fost aduse de geologii sovietici G. I. Nemkov și K. L. Hloponin (29) care, în anul 1954, au semnalat prezența speciilor de nummuliți *N. intermedius* d'Archiac și *N. vascus* Joly & Leymerie în gresiile intercalate în seria menilitelor inferioare. Menționăm că acești autori au semnalat procese de remaniere a macroforaminiferelor în depozitele oligocenului din Carpații Orientali.

Gresia de Fusaru a fost astfel numită de către I. Popescu-Voiteşti în anii 1909 și 1910 (36) [2]) și atribuită „mezonummuliticului" (sensu E. Haug) între rîurile Trotuș și Buzău sau lutețianului superior-auversianului la vest de Buzău pe baza prezenței, la partea ei inferioară, a unei asociații de nummuliți, assiline și ortofragmine.

L. Mrazec și I. Popescu-Voiteşti au reconsiderat apoi această idee și au atribuit gresiei de Fusaru vîrsta eocen superioară (23) [3]), adăugînd observația că peste această formațiune se dispune o alternanță

[1]) p. 65—68.

[2]) p. 381.

[3]) p. 512.

de gresii și marne nisipoase, micacee, cu urme de plante, pe care au numit-o stratele de Pucioasa, „probabil" de vîrstă oligocenă.

După D. Preda (42) [1]) nummuliții întîlniți în gresia de Fusaru oligocenă de pe valea Teleajenului „pot fi raportați la *Nummulites boucheri* de La Harpe" [2]).

În regiunea văii Teleajenului M. Filipescu (17) a numit gresie „de Fusaru—Tarcău", de vîrstă eocen-oligocenă, depozitele de gresie din pînza mediană a flișului considerînd — probabil în ideea lui I. Popescu-Voiteşti — cei doi termeni ca sinonimi. În vederile acestui autor stratele de Pucioasa (L. Mrazec și I. Popescu-Voiteşti —1911) trebuie atribuite oligocenului.

Ultimii cercetători care au lucrat în flișul paleogen din sectorul sudic al Carpaților Orientali (34), (35), (18), (30) au stabilit, din punct de vedere geometric, orizontarea aflată astăzi în uzul geologilor stratigrafi de la noi, în sensul următor: gresia de Fusaru nu trebuie echivalată cu gresia de Tarcău. Prima este de vîrstă oligocenă pentru că se dispune deasupra orizontului menilitelor inferioare (35). Stratelor de Pucioasa li s-a schimbat de asemenea semnificația dată de L. Mrazec și I. Popescu-Voiteşti în anul 1911. Ele sînt constituite din depozite marnoase, cu intercalații de marno-calcare paniforme, depuse deasupra orizontului menilitelor inferioare; sînt deci de vîrstă oligocenă și cuprind, ca intercalații, nivele de gresii microconglomeratice „de Fusaru". Cu alte cuvinte, în această idee, gresia de Fusaru nu suportă formațiunea de Pucioasa, ci este intercalată în ea.

*

Secțiunea bazală a profilului flancului nordic al anticlinalului Homorîciu este mai puțin clară decît a flancului de sud, fiindcă un accident tectonic pare a face să nu apară la zi termenul inferior al depozitelor considerate de vîrstă oligocenă, orizontul disodilelor inferioare (fig. 33).

Profilul nostru (fig. 34) prezintă complexul stratelor de Pucioasa din malul drept al rîului Teleajen, între cariera din care se exploatează argilele eocene verzi ale stratelor de Plopu la sud (fig. 34, *b*) și orizontul stratelor de Izvoarele la nord (fig. 34, *e*).

Stratele de Pucioasa (fig. 34, *d*) urmează imediat spre nord după falia pe al cărei plan dispare probabil și baza lor, pe lîngă orizontul disodilelor inferioare.

Din punct de vedere litologic stratele de Pucioasa sînt reprezentate prin marno-argile cenușii, brune sau negricioase, uneori ușor și fin nisipoase, cu filme brune, cu șistozitate pronunțată, deseori cu eflorescențe și miros de bitumen. Elementul lor caracteristic, marno-calcarele paniforme,

---

[1]) p. 19.

[2]) Aproximativ în aceeași perioadă (anul 1920) I. Atanasiu, D. Ştefănescu și H. Grozescu au semnalat, în gresia de Fusaru de la confluența Crasnei cu Teleajenul, prezența nummuliților alături de belemniți (D. Ştefănescu, informație verbală).

sferosideritice, de culoare cenușie închis, se întîlnește, în acest punct, la baza deschiderii.

Deasupra orizontului marnos bazal urmează primul orizont de gresie de Fusaru (fig. 34, f_1) cu grosime în jur de 30 m. La confluența

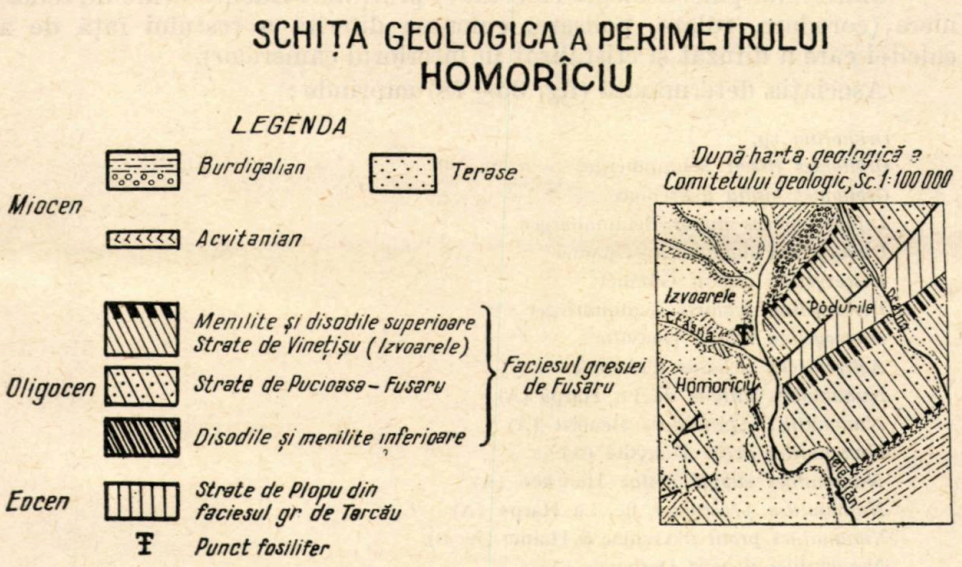


Fig. 33

pîrîului Crasna cu rîul Teleajen (pl. I, fig. 87 și 88) gresia de Fusaru are aspect masiv. Este o gresie calcaroasă, de culoare cenușie cu nuanțe albicioase-gălbui sau ruginii, după stadiul de alterare. În spărtură proaspătă este cenușie-albăstruie. În general prezintă un grad redus de cimentare. Constituentul mineralogic principal (în medie 75—85%) este cuarțul bine rulat și de granulație mică sau medie, care dă rocii un aspect microconglomeratic. Este frecvent de asemenea muscovitul. Grosimea nivelelor de gresie microconglomeratică variază între 0,5 și 2 m. Între aceste nivele se intercalează strate subțiri (10—15 cm) de nisipuri marnoase cu mult biotit sau muscovit și cuarț. Nivelele de gresie de Fusaru nu prezintă un grad prea accentuat de sortare. Intercalațiile sau lentilele conglomeratice sînt repartizate neregulat; există, de asemenea, structuri de stratificație încrucișată și frecvente urme cărbunoase și concrețiuni gresoase, limonitice.

În continuarea profilului urmează al doilea orizont de marno-argile cenușii cu aceleași caractere ca și cel bazal, apoi un al doilea orizont de gresie tip Fusaru (fig. 34, f_2) mai puțin dezvoltat decît primul.

După o ultimă intercalație de marne de tip Pucioasa urmează orizontul de șisturi gresoase, muscovitice, curbicorticale și cu hieroglife („flișoid") numit „de Izvoarele" (fig. 34, *e*).

Revenind în cîteva rînduri la Homorîciu am reușit să extragem, din nivelele microconglomeratice, aproximativ 80 de exemplare de foraminifere mari, cele mai multe din prima intercalație de gresie conglomeratică (f_1) și cîteva din a doua intercalație (f_2).

Materialul paleontologic colectat [1]) prezintă evidente urme de remaniere (corodare, rulare, polisare, culoarea diferită a testului față de a calcitei care a difuzat și cristalizat în interiorul camerelor).

Asociația determinată (fig. 35—78) cuprinde :

Orbitolina sp.
Orbitoides tissoti Schlumberger
Orbitoides media d'Archiac
Lepidorbitoides minor Schlumberger
Discocyclina nummulitica Gümbel
Discocyclina aspera Gümbel
Discocyclina scalaris Schlumberger
Discocyclina roberti Douvillé
Asterodiscus stellatus d'Archiac
Nummulites nitidus de La Harpe (A)
Nummulites aquitanicus Benoist (A)
Nummulites exilis Douvillé (A)
Nummulites subplanulatus Hantken (A)
Nummulites praecursor de La Harpe (A)
Nummulites pratti d'Archiac & Haime (A, B)
Nummulites distans Deshayes (A)
Nummulites latispira Meneghini (A)
Nummulites buxtorfi Schaub (A)
Nummulites praelucasi Douvillé (A)
Nummulites partschi de La Harpe (A)
Nummulites subramondi de La Harpe (A)
Nummulites uroniensis Heim (A)
Nummulites burdigalensis de La Harpe (A)
Nummulites millecaput Boubée (A)
Assilina exponens Sowerby (A)
Nummulites planulatus Lamarck (A)
Nummulites globulus Leymerie (A)
Nummulites variolarius Lamarck (A)
Nummulites cf. *incrassatus* de La Harpe (B).

Dintre formele menționate mai sus, prima aparține probabil apțian-albianului, iar următoarele trei maastrichtianului. Cele mai multe sînt caracteristice ypresianului și lutețianului inferior și numai ultimele două aparțin lutețianului superior și priabonianului.

---

[1]) În cadrul pregătirii proiectului de diplomă A. C e n e t t i a colectat cîțiva nummuliți din orizontul gresiei de Fusaru, deschis la confluența Crasnei cu Teleajenul, pe care ni i-a oferit pentru studiu.

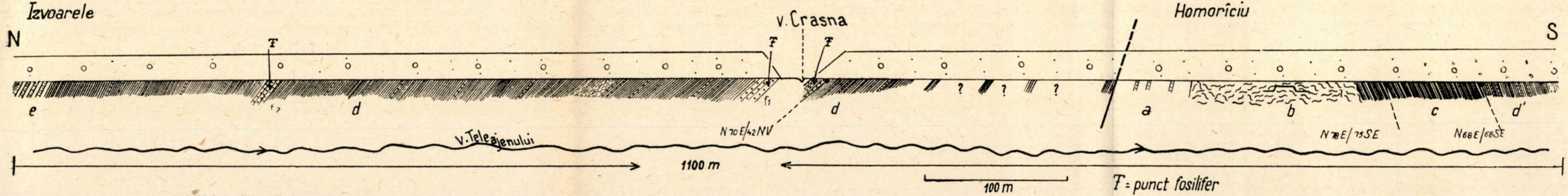


Fig. 34. — Profil geologic între localităţile Izvoarele şi Homorîciu.

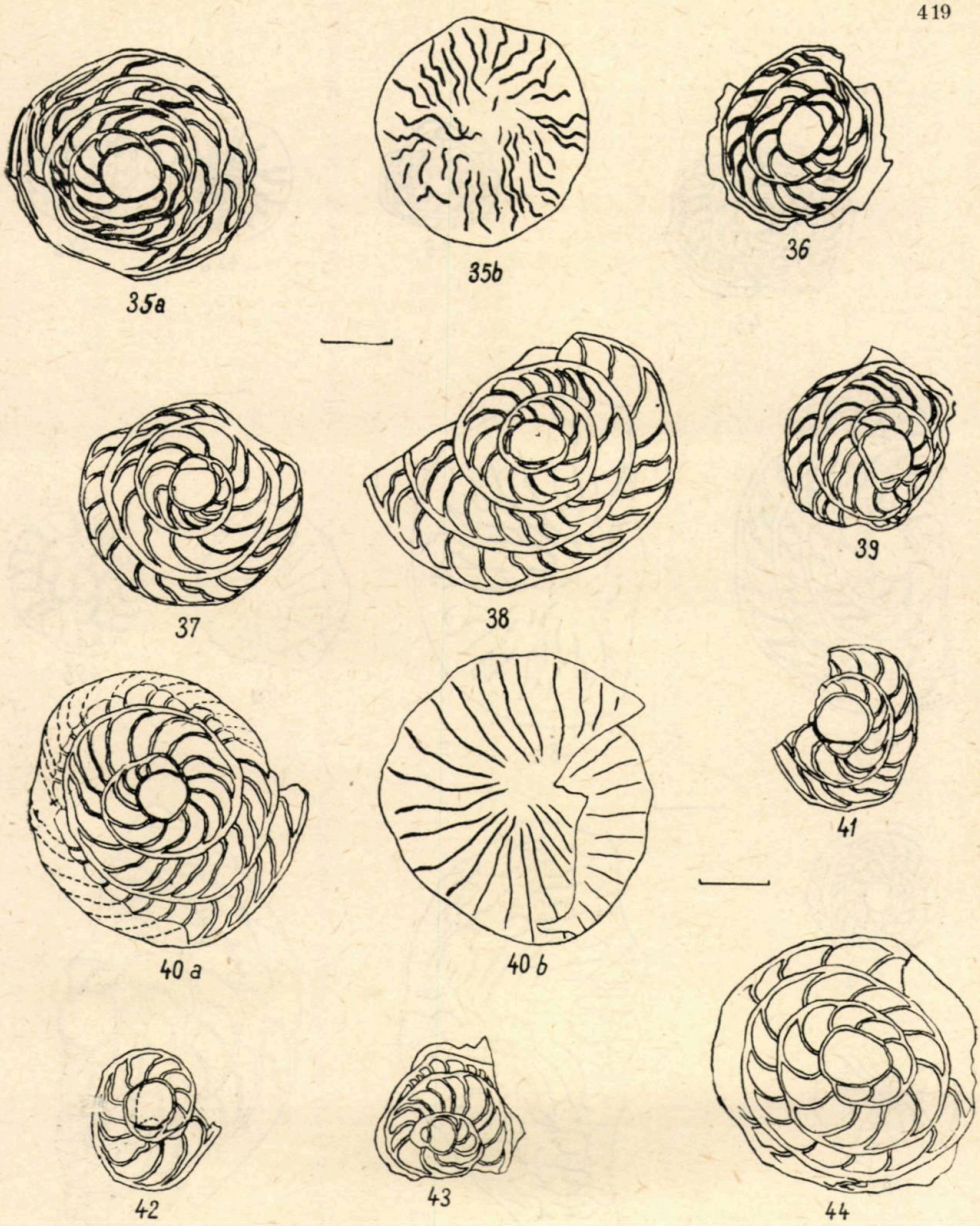


Fig. 35—78. — Asociația de la Homorîciu.
(Scările grafice reprezintă 1 mm).

Fig. 35 *a* și *b*, 36, 39, 41, 42, 43, 51 *a* și *b*. — *Nummulites millecaput* Boubée (A).
Fig. 37. — *N. distans* Deshayes (A).
Fig. 38. — *N.* cf. *millecaput* Boubée (A).
Fig. 40 *a* și *b*, 48 *a* și *b*. — *Nummulites* sp., aff. *distans* Deshayes (A).
Fig. 44. — *N. pratti* d'Archiac & Haime (A).

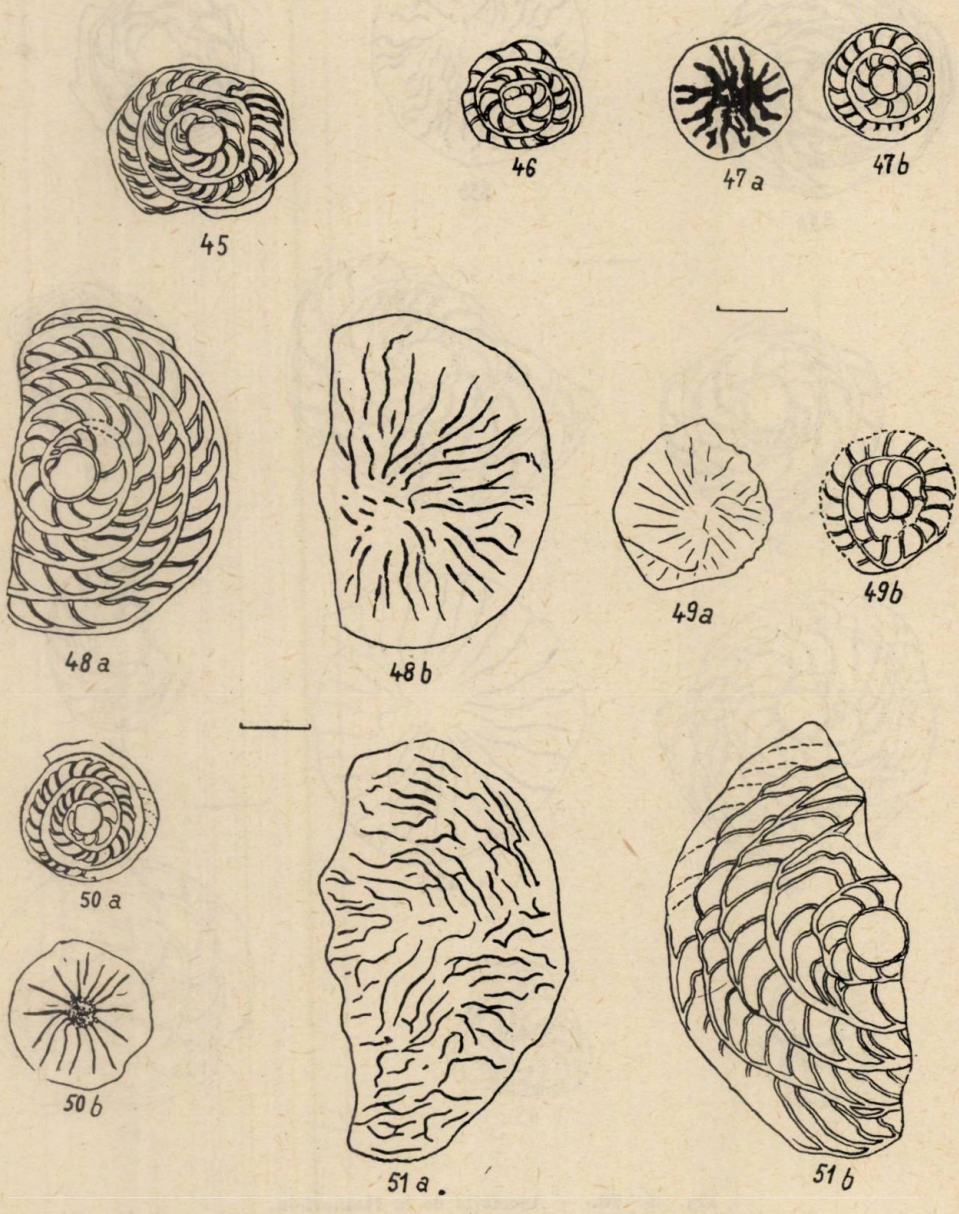


Fig. 45. — *Nummulites* sp., aff. *millecaput* Boubée (A).
Fig. 46, 50 *a* şi *b* — *Nummulites* sp., aff. *rotularius* Deshayes (A).
Fig. 47 *a* şi *b* — *N. buxtorfi* Schaub aff. *planulatus* Lamarck (A).
Fig. 49 *a* şi *b*. — *N. aquitanicus* Benoist (A).

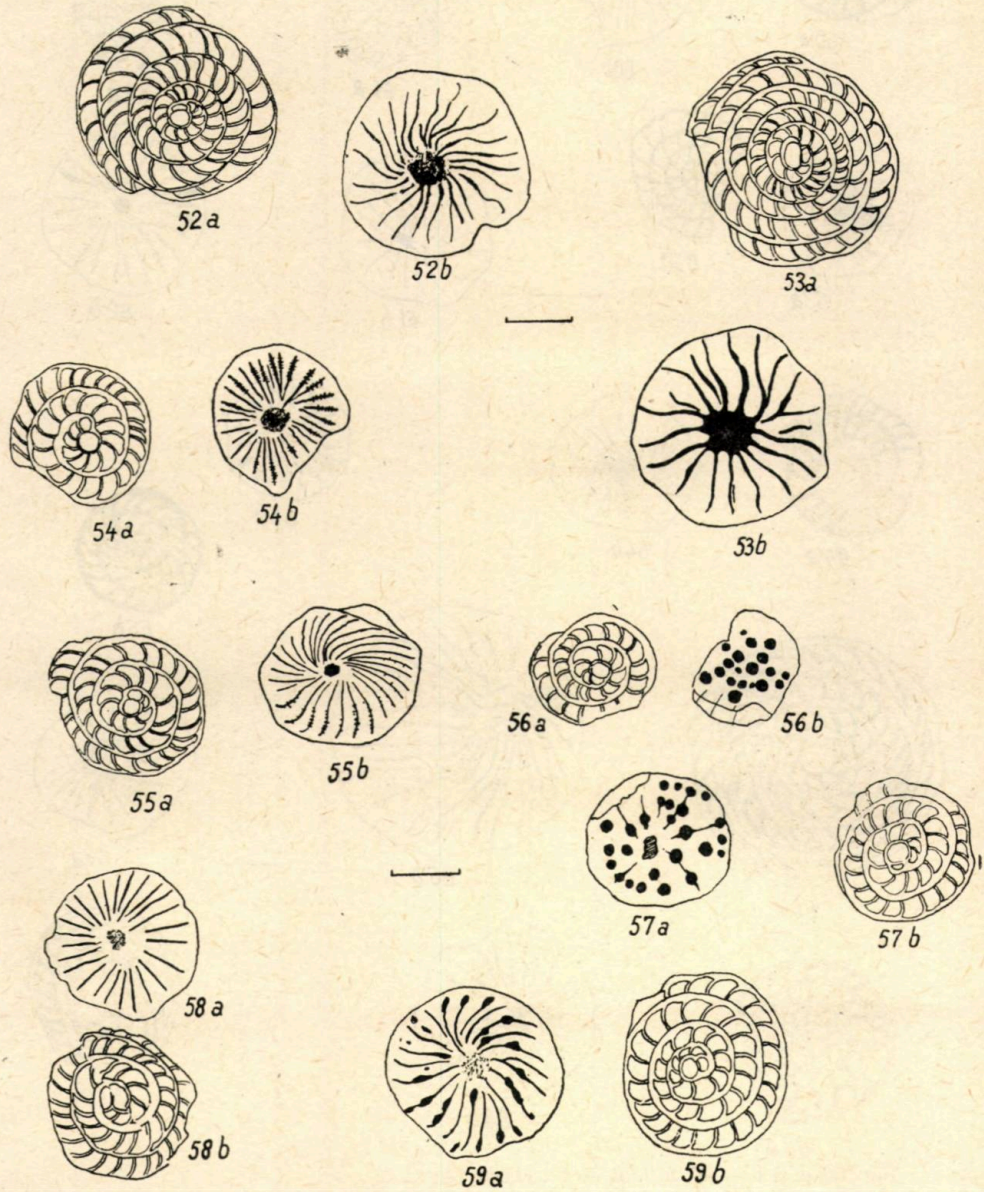
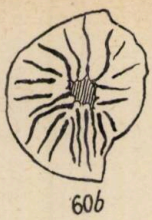
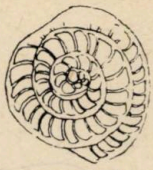
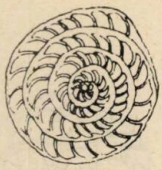


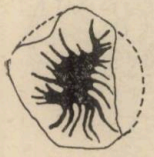
Fig. 52 *a* şi *b*. — *N.* cf. *planulatus* Lamarck (A).
Fig. 53 *a* şi *b*. — *N. subramondi* de La Harpe (A).
Fig. 54 *a* şi *b*, 55 *a* şi *b* — *N. planulatus* Lamarck (A).
Fig. 56 *a* şi *b*, 57 *a* şi *b*, 59 *a* şi *b*. — *N. burdigalensis* de La Harpe (A).
Fig. 58 *a* şi *b* — *N. planulatus* Lamarck aff. *aquitanicus* Benoist (A).

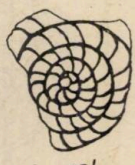
60 a

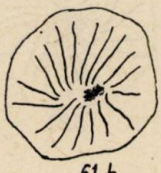

60b

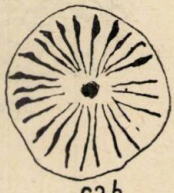

61 a

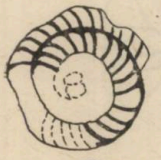

62 a


63a


63b


61 b

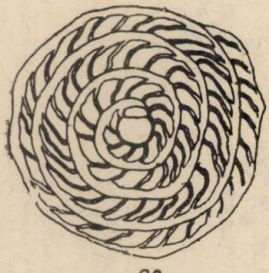

62 b

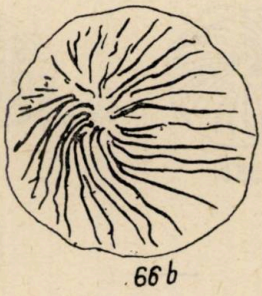

64a

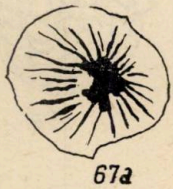
64b

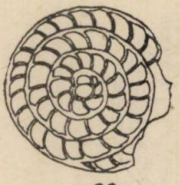
65a

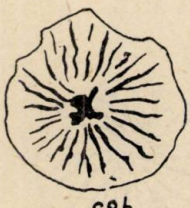
65b


66a


66 b


67a


68a


68b

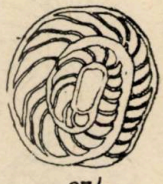

67b

Fig. 60 *a* şi *b*. — *N. nitidus* de La Harpe (A).
Fig. 61 *a* şi *b*. — *N. globulus* Leymerie (A).
Fig. 62 *a* şi *b*, 65 *a* şi *b*. — *N. praelucasi* Douvillé (A).
Fig. 63 *a* şi *b*. — *N. subplanulatus* Hantken (A).
Fig. 64 *a* şi *b*. — *N. exilis* Douvillé (A).
Fig. 66 *a* şi *b*. — *N. latispira* Meneghini (A).
Fig. 67 *a* şi *b*. — *Nummulites* sp. (A) (exemplar deformat).
Fig. 68 *a* şi *b*. — *N. praecursor* de La Harpe (A).

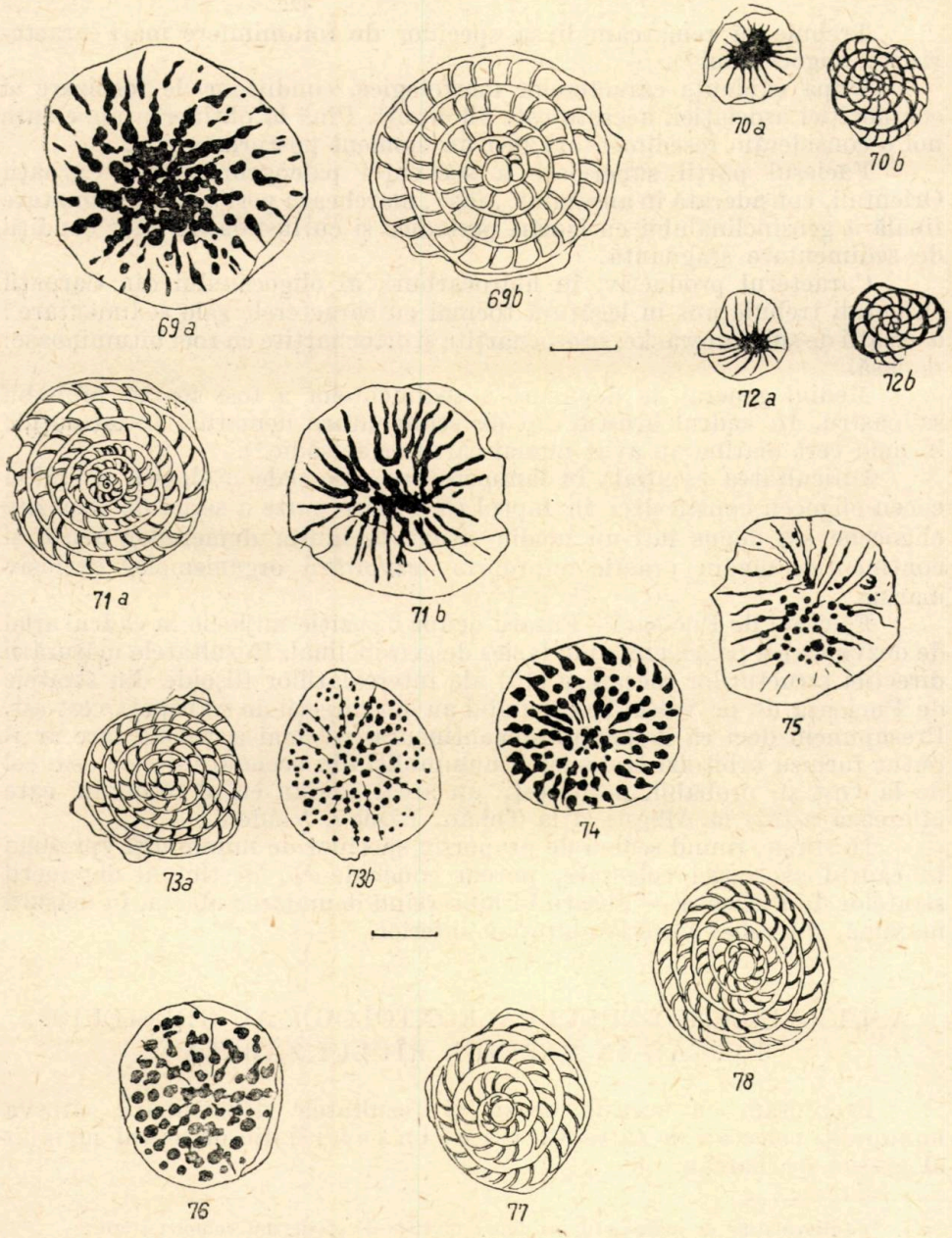


Fig. 69 *a* şi *b*. — *Assilina exponens* Sowerby (A).
Fig. 70 *a* şi *b*, 72 *a* şi *b*. — *N. variolarius* Lamarck (A).
Fig. 71 *a* şi *b*. — *N.* cf. *incrassatus* de La Harpe (B) (col. A. Cenetti).
Fig. 73 *a* şi *b*, 75. — *N. uroniensis* Heim (A) (fig. 75, col. A. Cenetti).
Fig. 74, 76, 77, 78. — *N. partschi* de La Harpe (A).

Trebuie să remarcăm lipsa speciilor de foraminifere mari caracteristice oligocenului [1]).

După evidența caracterelor morfologice, condițiilor de fosilizare și compoziției asociației, aceasta este allohtonă. Pînă la obținerea unor date noi o considerăm resedimentată într-un moment postpriabonian.

Faciesul părții superioare a secvenței paleogenului din Carpații Orientali, considerată în ansamblu „fliș", marchează perioada de colmatare finală a geosinclinalului cu izolări periodice și cu instalarea unor condiții de sedimentare stagnantă.

Caracterul productiv, în hidrocarburi, al oligocenului din Carpații Orientali trebuie pus în legătură tocmai cu caracterele sale sedimentare: asociații de subgrauwacke, protocuarțite și ortocuarțite cu roci bituminoase: molasă.

Mediul general de depunere a sedimentelor a fost foarte probabil salmastru. În cadrul acestui tip de sedimentare nemarină intercalațiile în mod cert marine au avut numai caracter episodic [2]).

Dificultatea esențială în lămurirea pe cale paleontologică a limitei eocen-oligocen constă deci în faptul că o mare parte a seriei de depozite oligocene s-a depus într-un mediu situat la limita domeniilor marin și continental, mediu practic impropriu dezvoltării organismelor exclusiv marine.

Faciesul de Pucioasa—Fusaru ocupă o poziție mijlocie în cadrul ariei de dezvoltare a paleogenului în facies de geosinclinal. Rezultatele măsurării direcției structurilor mecanice (15) ale intercalațiilor flișoide din stratele de Pucioasa de pe valea Teleajenului au dat direcții de transport vest-est. Presupunem deci că domeniul epicontinental cel mai apropiat care ar fi putut furniza orbitoizi cretacici și nummuliți din eocenul inferior este cel de la vest și, probabil, nord-vest, un areal comun cu al eocenului care aflorează astăzi la Albești și la Tohan, Rîșnov, Vlădeni.

În sfîrșit, ținînd seamă de proporția speciilor de nummuliți ypresieni în cadrul asociației colectate, putem conchide că, în timpul depunerii stratelor de Pucioasa — Fusaru în hinterland denudarea afecta, în măsură maximă, un relief ypresian-lutețian inferior.

ASUPRA CONȚINUTULUI PALEONTOLOGIC AL GRESIEI DE TARCĂU ÎN BAZINUL RÎULUI ZĂBALA

Prezentăm cu această ocazie și rezultatele determinării cîtorva nummuliți colectați de către C. Grujinschi [3]) din orizontul superior al gresiei de Tarcău.

---

[1]) Intercalațiile de marno-nisipuri dintre nivelele de gresie sînt complet sterile.

[2]) Așa cum vom arăta mai departe, este posibil ca în sectoarele vestice ale domeniului geosinclinal paleogen această fază de sedimentare să fi început chiar în timpul depunerii formațiunii de Tarcău.

[3]) C. Grujinschi a expus o parte dintre aceste date în cadrul susținerii proiectului de diplomă la Institutul de petrol din București, în anul 1959.

Punctul fosilifer se găsește într-un solz al unității de Tarcău pe izvorul Frumoasele, confluent pe stînga al rîului Zăbala, în amunte de locul numit „La Căldări".

Direcția generală a structurilor în regiune este nord-est — sud-vest, iar înclinările stratelor de gresie au valoare medie 50° sud-est.

Nivelul fosilifer este microconglomeratic și se găsește la circa 150 m sub limita superioară a formațiunii. El aflorează la 700 m în amunte de confluența pîrîului Frumoasele cu rîul Zăbala.

Profilul general al solzului cuprinde în bază gresie de Tarcău apoi strate de Plopu, gresie de Lucăcești, menilite și disodile, iar la partea superioară gresie de Kliwa.

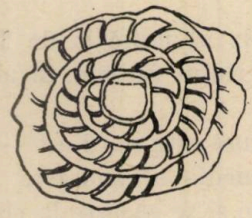
Nu cunoaștem situația exactă din bazinul văii Zăbala; am examinat în schimb prelungirea în direcție a acestei formațiuni în regiunea văii Buzăului (perimetrul Nehoiașu). Am remarcat că orizontul superior al gresiei de Tarcău prezintă diferențe litogenetice minime față de ceea ce am descris ca intercalații de tip Fusaru în stratele de Pucioasa oligocene. De aceea considerăm că cel puțin în orizontul său superior gresia de Tarcău prezintă indicații evidente asupra sedimentării sale într-un stadiul de umplere avansată a geosinclinalului — facies „molasic" precursor al molasei tipice, din oligocen [1]).

Numuliții determinați (fig. 79—86) aparțin speciilor:

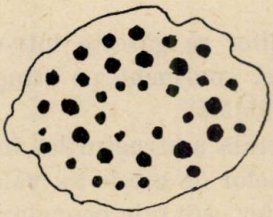
Nummulites partschi de La Harpe (A)
Nummulites burdigalensis de La Harpe aff. *gallensis* Heim (A)
Nummulites rotularius Deshayes (B)
Nummulites subdistans de La Harpe(A)
Nummulites nitidus de La Harpe (A)
Nummulites pustulosus Douvillé (A)
Assilina exponens Sowerby (A).

Această asociație de macroforaminifere, conținută de gresia de Tarcău pe pîrîul Frumoasele nu este o asociație *in situ*. Starea de conservare și semnificația stratigrafică a speciilor (ypresian, eventual și lutețian inferior)

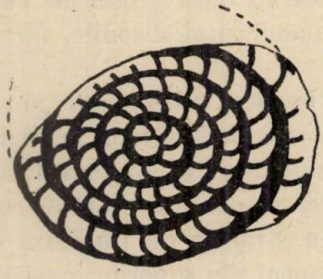
[1]) Noțiunea nou introdusă de „fluxo-turbidity" (S. Dzulynski, M. Ksiazkiewicz, Ph. Kuenen — 1959; Ph. Kuenen — 1959) este conciliantă și arată, în orice caz, că în unele situații factura flișului poate fi și de molasă. În mod analog și logic se poate însă considera că și factura unora dintre molase poate fi de fliș (respectiv „turbo-fluxion" ? — „turbo-sliding" ?). Problema constă în a face o cît mai justă asimilare a termenilor intermediari, inerenți, la una sau la cealaltă dintre cele două mari și principale unități faciale, după caracterele dominante pe care aceștia le prezintă.



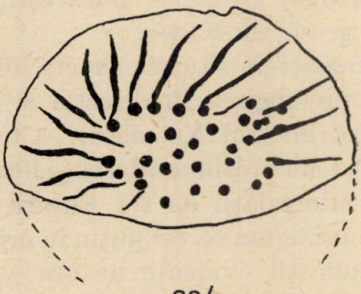
79a



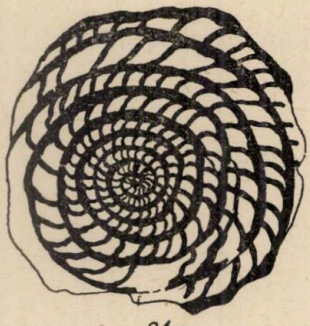
79b



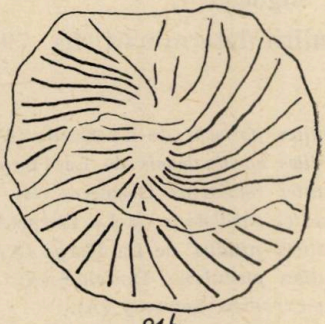
80a



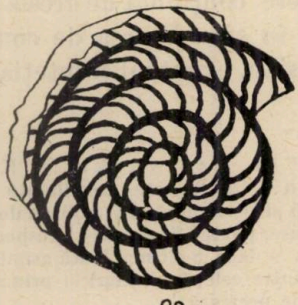
80b



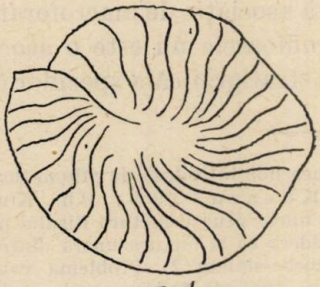
81a



81b



82a



82b

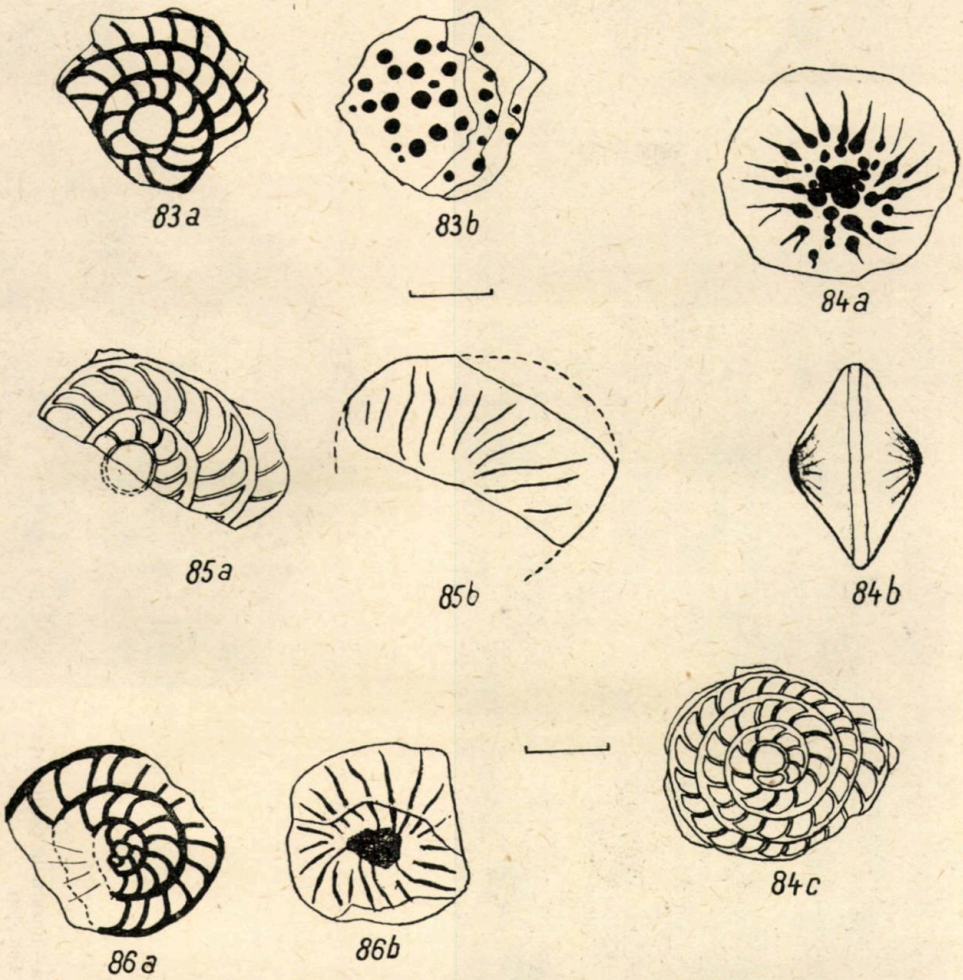
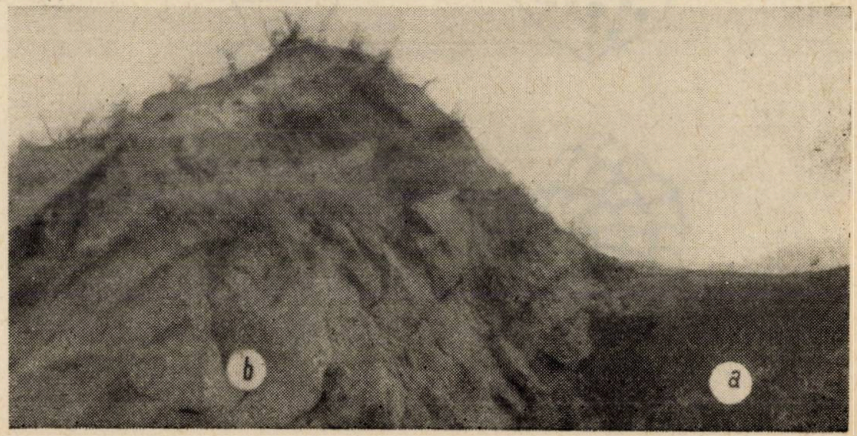


Fig. 79—86. — Asociaţia de pe pîrîul Frumoasele, (col. Grujinschi).
(Scările grafice reprezintă 1 mm).

Fig. 79 *a* şi *b*, 83 *a* şi *b*. — *Nummulites partschi* de La Harpe (A).
Fig. 80 *a* şi *b*. — *N. burdigalensis* de La Harpe aff. *gallensis* Heim (A).
Fig. 81 *a* şi *b*. — *N. rotularius* Deshayes (B).
Fig. 82 *a* şi *b*. — *N. subdistans* de La Harpe (A).
Fig. 84 *a*, *b* şi *c*. — *N. pustulosus* Douvillé (A).
Fig. 85 *a* şi *b*. — *Nummulites* sp., aff. *millecaput* Boubée (A).
Fig. 86 *a* şi *b*. — *N. nitidus* de La Harpe (A).



PLANŞA I

Fig. 87 şi 88. — Stratele de Pucioasa—Fusaru la confluenţa pîrîului Crasna cu rîul Teleajen.
a şi *a'*, Strate de Pucioasa ; *b*, orizontul de gresie Fusaru.

evidențiază o remaniere. Această remaniere a afectat depozite preexistente în fosa flișului sau, mult mai probabil, depozite aparținînd ypresianului și lutețianului inferior din arii limitrofe, epicontinentale.

CONSIDERAȚII SEDIMENTOGENETICE

Aplicată inițial unei formațiuni din paleogenul alpin, noțiunea de fliș a căpătat, cu timpul, semnificația unui facies : suită sedimentară de geosinclinal (orogenică), recurentă în aproape întreaga scară stratigrafică.

Lărgirea conținutului noțiunii a ținut de analiza litologică amănunțită a suitelor sedimentare întîlnite în ariile sinclinale.

Asociația litologică tipică a acestui facies este asociația cu grauwacke.

Este însă acceptat în general faptul — care în domeniul flișului carpatic este pentru noi de asemenea evident — că geosinclinalul, în diferitele sale faze de evoluție sau în diferitele sale sectoare, generează și altfel de sedimente în afară de grauwacke.

De aceea, în stadiul cunoștințelor și experienței noastre în acest domeniu, ne raliem punctului de vedere care se declară pentru atribuirea termenului de fliș (facies geosinclinal propriu-zis) avînd în vedere, în primul rînd, textura, structurile și compoziția mineralogică a sedimentelor care alcătuiesc asociația litologică și numai în al doilea rînd poziția în domeniul structural sau alte considerații.

În această idee, presupunem justă asimilarea în asociația de tip fliș a faciesurilor eocene intermediar și extern din pînza de Tarcău și mai puțin potrivită a faciesului complexului oligocen Pucioasa — Fusaru și a faciesului orizontului superior al formațiunii eocene (interne) de Tarcău, care întrunesc caractere de subgrauwacke-protocuarțite sedimentate într-un mediu paralic.

Făcînd această considerație avem în vedere și caracterul „fosilifer" al formațiunilor, alături de gradul de maturitate (compozițional și textural) al sedimentelor și caracterul structurilor sedimentare rezultate din condițiile de sedimentare.

Ne încadrăm astfel în vederile exprimate, în această problemă, de I. Atanasiu (2) [1]), N. Grigoraș (18) [2]), I. Pătruț (34) [3]) și I. V. Vîsoțki [4]).

---

[1]) p. 32—34.

[2]) p. 139, 155, 190.

[3]) p. 53—58.

[4]) Comunicare la Institutul de petrol din București, în anul 1958.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РЕВИЗИОННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПАЛЕОГЕНОВОГО ФЛИША ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ (I)

РЕЗЮМЕ

Описываются результаты определения трех фаунистических ассоциаций макрофораминифер, с выводом соответствующих стратиграфических заключений.

1. В окрестностях населенного пункта Тыргу-Окна, в базальных эоценовых отложениях внешней фации покрова Таркэу, представленными мергелистыми известняками и микроконгломератами с элементами зеленых пород, собрана коренная фаунистическая ассоциация ипрского яруса: N. partschi, N. rotularius, N. exilis, N. praelucasi, N. globulus, N. cf. bolcensis, N. atacicus, N. planulatus, N. irregularis, N. ficheuri, Disc. douvilléi, Disc. marthae и т.д.

2. В песчаниках типа Фусару (Пучиоса) около с. Хоморычиу по долине р. Красна собраны представители переотложенной фаунистической ассоциации совместно с апт-альбскими, маастрихтскими, ипрскими, лютетскими и, возможно, прибонскими элементами. Этот материал снесен с эпиконтинентального рельефа.

3. Собранная К. Гружинским фауна в верхних горизонтах песчаников Таркэу, в бассейне р. Зэбала, также переотложена с платформенных площадей.

Судя по характеру отложений, последние две литостратиграфические единицы представлены молассовой фацией.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая геологическая карта участка Былчика (Тыргу-Окна).

Рис. 2 - 32. – Фаунистическая ассоциация по долине Валя Былчика (Тыргу-Окна).

Рис. 2 *a*, *b*. — Nummulites atacicus Leymerie (B) (коллекция К. Стойка).

Рис. 3 *a*, *b*, 4 *a*, *b*, 22 *a*, *b*. — N. praelucasi Douvillé (A).

Рис. 5 *a*, *b*. — N. partschi de La Harpe (B-молодой экземпляр).

Рис. 6, 7, 9, 20. — N. pratti d'Archiac et Haime (A).

Рис. 8. — N. subdistans de La Harpe (A).

Рис. 10, 12, 13 *a*, *b*, 16 *a*, *b*. — N. partschi de La Harpe (A) (рис. 12, коллекция К. Стойка).

Рис. 11, 21 *a*, *b*, 23 *a*, *b*. — N. rotularius Deshayes (A).

Рис. 14. — N. irregularis Deshayes (A).

Рис. 15. — Nummulites sp., aff. pratti d'Archiac et Haime (A).

Рис. 17 *a*, *b*. — N. exilis Douvillé (A).

Рис. 18 *a*, *b* — Operculina cf. canalifera d'Archiac (A).

Рис. 19 *a*, *b*. — N. globulus Leymerie (A).

Рис. 24 *a*, *b*. — N. cf. globulus Leymerie (A). (коллекция К. Стойка).

Рис. 25 *a*, *b*, 30 *a*, *b*, 31 *a*, *b*. — N. planulatus Lamarck (A).
Рис. 26 *a*, *b*. — Nummulites sp. (A); без раковины.
Рис. 27 *a*, *b*. — N. cf. bolcensis M. Chalmas (A).
Рис. 28 *a*, *b*, — N. cf. subdistans de La Harpe (A).
Рис. 29 *a*, *b*. — N. ficheuri Prever (A).
Рис. 32 *a*, *b*, *c*. — N. cf. rotularius Deshayes (A).

Графический масштаб — 1 мм.

Рис. 33. — Схематическая геологическая карта участка Хоморычиу.
Рис. 34. — Геологический профиль между селами Извоареле и Хоморычиу.
Рис. 35 — 78. — Фаунистическая ассоциация около с. Хоморычиу.
Рис. 35 *a*, *b*, 36, 39, 41, 42, 43, 51 *a*, *b*. — Nummulites millecaput Boubée (A).
Рис. 37. — N. distans Deshayes (A).
Рис. 38. — N. cf. millecaput Boubée (A).
Рис. 40 *a*, *b*, 48 *a*, *b*. — Nummulites sp., aff. distans Deshayes (A).
Рис. 44. — N. pratti d'Archiac et Haime (A).
Рис. 45. — Nummulites sp., aff. millecaput Boubée (A).
Рис. 46, 50 *a*, *b*. — Nummulites sp., aff. rotularius Deshayes (A).
Рис. 47 *a*, *b*. — N. buxtorfi Schaub aff. planulatus Lamarck (A).
Рис. 49 *a*, *b*. — N. aquitanicus Benoist (A).
Рис. 52 *a*, *b*. — N. cf. planulatus Lamarck (A).
Рис. 53 *a*, *b*. — N. subramondi de La Harpe (A).
Рис. 54 *a*, *b*, 55 *a*, *b*. — N. planulatus Lamarck (A).
Рис. 56 *a*, *b*, 57 *a*, *b*, 59 *a*, *b*, — N. burdigalensis de La Harpe (A).
Рис. 58 *a*, *b*. — N. planulatus Lamarck aff. aquitanicus Benoist (A).
Рис. 60 *a*, *b*. — N. nitidus de La Harpe (A).
Рис. 61 *a*, *b*. — N. globulus Leymerie (A).
Рис. 62 *a*, *b*, 65 *a*, *b*. — N. praelucasi Douvillé (A).
Рис. 63 *a*, *b*. — N. subplanulatus Hantken (A).
Рис. 64 *a*, *b*. — N. exilis Douvillé (A).
Рис. 66 *a*, *b*. — N. latispira Meneghini (A).
Рис. 67 *a*, *b*. — Nummulites sp. (A) (деформированный экземпляр).
Рис. 68 *a*, *b*. — N. praecursor de La Harpe (A).
Рис. 69 *a*, *b*. — Assilina exponens Sowerby (A).
Рис. 70 *a*, *b*, 72 *a*, *b*. — N. variolarius Lamarck (A).
Рис. 71 *a*, *b*. — N. cf. incrassatus de La Harpe (B) (коллекция А. Ченетти).
Рис. 73 *a*, *b*, 75. — N. uroniensis Heim. (A) (рис. 75, коллекция А. Ченетти).
Рис. 74, 76, 77, 78. — N. partschi de La Harpe (A).

Графический маштаб — 1 мм.

Рис. 79—86. — Фаунистическая ассоциация по ручью Фрумоаселе (коллекция К. Гружинского).
Рис. 79 *a*, *b*, 83 *a*, *b*. — Nummulites partschi de La Harpe (A).
Рис. 80 *a*, *b*. — N. burdigalensis de La Harpe aff. gallensis Heim (A).
Рис. 81 *a*, *b*. — N. rotularius Deshayes (B).
Рис. 82 *a*, *b*. — N. subdistans de La Harpe (A).
Рис. 84 *a*, *b*, *c*. — N. pustulosus Douvillé (A).
Рис. 85 — *a*, *b*. — Nummulites sp., aff. millecaput Boubée (A).
Рис. 86 — *a*, *b*. — N. nitidus de La Harpe (A).

Графический маштаб — 1 мм.

Таблица I

Рис. 87, 88. — Слои Пучиоаса-Фусару у слияния ручья Красна с рекой Теляжен. *a*, *a'* — слои Пучиоаса; *b* — горизонт песчаников Фусару.

RÉVISIONS BIO-STRATIGRAPHIQUES DANS LE FLYSCH PALÉOGÈNE DES CARPATES ORIENTALES (I)

RÉSUMÉ

L'auteur présente les résultats de la détermination de trois associations de Macroforaminifères, ainsi que ses conclusions stratigraphiques.

1. A proximité de la ville de Tîrgu-Ocna, dans le terme éocène basal du facies externe de la nappe de Tarcău, représentant des marno-calcaires et des microconglomérats à éléments verts, a été recueillie une association yprésienne *in situ* : *N. partschi*, *N. rotularius*, *N. exilis*, *N. praelucasi*, *N. globulus*, *N.* cf. *bolcensis*, *N. atacicus*, *N. planulatus*, *N. irregularis*, *N. ficheuri*, *Disc. douvillei*, *Disc. marthae*, etc.

2. Dans le grès du type Fusaru (Pucioasa), de Homorîciu, une association remaniée a été recueillie, dans la vallée de la Crasna. Elle comprend des éléments aptiens-albiens, maastrichtiens, yprésiens, lutétiens et, peut-être, priaboniens. Ce matériel proviendrait d'un relief épicontinental.

3. La faune recueillie par C. Grujinschi dans les horizons supérieurs du grès de Tarcău, dans le bassin de la rivière Zăbala, est, tout comme la précédente, remaniée et proviendrait de domaines de plate-forme.

D'après leurs caractères sédimentaires, les deux dernières unités litho-stratigraphiques représentent des dépôts à facies de molasse.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma géologique du périmètre de Vîlcica (Tîrgu-Ocna).
Fig. 2 à 32. — Association de la vallée de Vîlcica (Tîrgu-Ocna).
Fig. 2 *a*, *b*. — *Nummulites atacicus* Leymerie (B) (coll. C. Stoica).
Fig. 3 *a*, *b*, 4 *a*, *b* et 22 *a*, *b* — *N. praelucasi* Douvillé (A).
Fig. 5 *a*, *b*. — *N. partschi* de La Harpe (B, exemplaire jeune).
Fig. 6, 7, 9 et 20. — *N. pratti* d'Archiac et Haime (A).
Fig. 8. — *N. subdistans* de La Harpe (A).
Fig. 10, 12, 13 *a b* et 16 *a*, *b*. — *N. partschi* de La Harpe (A) (fig. 12 : coll. C. Stoica).
Fig. 11, 21 *a*, *b* et 23 *a*, *b*. — *N. rotularius* Deshayes (A).
Fig. 14. — *N. irregularis* Deshayes (A).
Fig. 15. — *Nummulites* sp., aff. *pratti* d'Archiac et Haime (A).
Fig. 17 *a*, *b*. — *N. exilis* Douvillé (A).
Fig. 18 *a*, *b*. — *Operculina* cf. *canalifera* d'Archiac (A).
Fig. 19 *a*, *b*. — *N. globulus* Leymerie (A).
Fig. 24 *a*, *b*. — *N.* cf. *globulus* Leymerie (A) (coll. C. Stoica).
Fig. 25 *a*, *b*, 30 *a*, *b* et 31 *a*, *b*. — *N. planulatus* Lamarck (A).
Fig. 26 *a*, *b*. — *Nummulites* sp. (A) (décortiqué).
Fig. 27 *a*, *b*. — *N.* cf. *bolcensis* M. Chalmas (A).
Fig. 28 *a*, *b*. — *N.* cf. *subdistans* de La Harpe (A).
Fig. 29 *a*, *b*. — *N. ficheuri* Prever (A).
Fig. 32 *a*, *b*, *c*. — *N.* cf. *rotularius* Deshayes (A).
Echelles graphiques = 1 mm.
Fig. 33. — Schéma géologique du périmètre de Homorîciu.
Fig. 34. — Profil géologique entre les localités d'Izvoarele et de Homorîciu.

Fig. 35 à 78. — Association de Homorîciu.
Fig. 35 *a*, *b*, 36, 39, 41, 42, 43 et 51 *a*, *b*. — *Nummulites millecaput* Boubée (A).
Fig. 37. — *N. distans* Deshayes (A).
Fig. 38. — *N.* cf. *millecaput* Boubée (A).
Fig. 40 *a*, *b* et 48 *a*, *b*. — *Nummulites* sp., aff. *distans* Deshayes (A).
Fig. 44. — *N. pratti* d'Archiac et Haime (A).
Fig. 45. — *Nummulites* sp., aff. *millecaput* Boubée (A).
Fig. 46 et 50 *a*, *b*. — *Nummulites* sp., aff. *rotularius* Deshayes (A).
Fig. 47 *a*, *b*. — *N. buxtorfi* Schaub aff. *planulatus* Lamarck (A).
Fig. 49 *a*, *b*. — *N. aquitanicus* Benoist (A).
Fig. 52 *a*, *b*. — *N.* cf. *planulatus* Lamarck (A).
Fig. 53 *a*, *b*. — *N. subramondi* de La Harpe (A).
Fig. 54 *a*, *b* et 55 *a*, *b*. — *N. planulatus* Lamarck (A).
Fig. 56 *a*, *b*, 57 *a*, *b* et 59 *a*, *b*. — *N. burdigalensis* de La Harpe (A).
Fig. 58 *a*, *b*. — *N. planulatus* Lamarck aff. *aquitanicus* Benoist (A).
Fig. 60 *a*, *b*. — *N. nitidus* de La Harpe (A).
Fig. 61 *a*, *b*. — *N. globulus* Leymerie (A).
Fig. 62 *a*, *b* et 65 *a*, *b*. — *N. praelucasi* Douvillé (A).
Fig. 63 *a*, *b*. — *N. subplanulatus* Hantken (A).
Fig. 64 *a*, *b*. — *N. exilis* Douvillé (A).
Fig. 66 *a*, *b*. — *N. latispira* Meneghini (A).
Fig. 67 *a*, *b*. — *Nummulites* sp. (A) (exemplaire déformé).
Fig. 68 *a*, *b*. — *N. praecursor* de La Harpe (A).
Fig. 69 *a*, *b*. — *Assilina exponens* Sowerby (A).
Fig. 70 *a*, *b* et 72 *a*, *b*. — *N. variolarius* Lamarck (A).
Fig. 71 *a*, *b*. — *N.* cf. *incrassatus* de La Harpe (B) (coll. A. Cenetti).
Fig. 73 *a*, *b* et 75. — *N. uroniensis* Heim (A) (fig. 75 : coll. A. Cenetti).
Fig. 74, 76, 77 et 78. — *N. partschi* de La Harpe (A).
Echelles graphiques = 1 mm.
Fig. 79 à 86. — Association du ruisseau Frumoasele (coll. C. Grujinschi).
Fig. 79 *a*, *b* et 83 *a*, *b*. — *Nummulites partschi* de La Harpe (A).
Fig. 80 *a*, *b*. — *N. burdigalensis* de La Harpe aff. *galensis* Heim (A).
Fig. 81 *a*, *b*. — *N. rotularius* Deshayes (B).
Fig. 82 *a*, *b*. — *N. subdistans* de La Harpe (A).
Fig. 84 *a*, *b*, *c*. — *N. pustulosus* Douvillé (A).
Fig. 85 *a*, *b*. — *Nummulites* sp., aff. *millecaput* Boubée (A).
Fig. 86 *a*, *b*. — *N. nitidus* de La Harpe (A).
Echelles graphiques = 1 mm.

Planche I

Fig. 87 et 88. — Les Couches de Pucioasa — Fusaru, au confluent du ruisseau Crasna avec la rivière Teleajen. *a*, *a'*, Couches de Pucioasa ; *b*, horizon du grès de Fusaru.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1949, **XXII** (1943).
2. — *Les facies du Flysch dans les Carpathes orientales*, Ann. Com. Géol., 1958, **XXIV—XXV**.
3. ATHANASIU S., *Ueber eine Eocänfauna aus der nordmoldauischen Flyschzone*, Verh. d.k.k. geol. Reichsanst., 1899, *9*, 256.
4. — *Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpates du district de Bacău*, Congr. Intern. du Pétrole, IIIe session, 1907.

5. ATHANASIU S., *Cercetări geologice în regiunea carpatică din Moldova de sud*, Rap. activit. Inst. geol. Rom., 1908—1909, București, 1913.
6. — *Cercetări geologice în bazinul Moldovei...*, Rap. activit. Inst. geol. Rom., 1908—1909, București, 1913.
7. ATHANASIU S., MACOVEI G. et ATANASIU I., *La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. Guide des excursions*, București, 1927.
8. BIEDA FR., *Les nummulines des schistes ménilitiques de Seletyn*, Bull. Serv. Géol. Pol. (Spraw. P. I. G.), 1938, **IX**, *2*.
9. — *La stratigraphie du Flysch des Karpates centrales polonaises basée sur les grands Foraminifères*, Ann. Soc. Géol. Pol., 1946, **XVI**.
10. BOTEZ G., *Comunicare preliminară asupra Bartonianului din jud. Prahova*, An. Inst. geol. Rom., 1909, **II** (1908).
11. CIZANCOURT M. de, *Sur quelques nummulites du Flysch karpatique et sur leur signification pour la stratigraphie des Karpates*, Kosmos, 1928, **LIII**.
12. — *Foraminifères priaboniens de Bukowiec*, Bull. Serv. Géol. Pol. (Spraw. P.I.G.), 1933, **VII**.
13. COBĂLCESCU GR., *Studii geologice și paleontologice asupra unor tărtmuri terțiare din unele părți ale Romîniei*, Mem. geol. Șc. Milit. Iași, 1883.
14. COQUAND M. H., *Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent*, B.S.G.F., 1867, **XXIV**, 505.
15. DUMITRIU M. și C., *Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din Pintenul de Văleni*, Comunicările Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *11*.
16. DUMITRESCU I., *Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza*, An. Com. geol., 1952, **XXIV** (1949).
17. FILIPESCU M., *Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1936, **XVII** (1934).
18. GRIGORAȘ N., *Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău*, An. Com. geol., 1955, **XXVIII** (1949).
19. HRISTESCU EL., *Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression gétique (dép. de Vîlcea)*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1944, **XXVII** (1939), 107.
20. IORGULESCU T., *Notă preliminară asupra rezultatelor micropaleontologice obținute în profile normale urmărite în jud. Prahova, Dîmbovița, Argeș și Vîlcea*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **XXXVII** (1949—1950).
21. MACOVEI G. et PREDA D., *Sur la structure géologique et les richesses minières du bassin de Trotuș (dép. de Bacău)*, Bul. Soc. rom. geol., 1937, **III**.
22. MRAZEC L., *Despre prezența Bartonianului în județul Prahova*, Anal. Acad. Rom., seria a II-a, 1906, **XXVIII**, *16*.
23. MRAZEC L. et POPESCU-VOITEȘTI I., *Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1912, **V** (1911).
24. MRAZEC L. et TEISSEYRE W., *Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie*, Monit. d. int. pétr. roum., 1902, **III**, *43*.
25. MURGEANU G., *Note sur la présence de Nummulites elegans Sow., dans le Sénonien de Dosul Sîtnei (village de Pucheni, district de Muscel)*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1929, **XIII**
26. — *Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Mounténie occidentale*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXV** (1936—1937).
27. — *Recherches géologiques dans la Valea Doamnei et la Valea Vîlsanului (Mounténie occidentale)*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXVI** (1938).
28. — *Deuxième note sur le Paléogène de Corbșori*, C.R. Acad. Sci. Roum., 1943—1945, **VII**.
29. НЕМКОВ Г. И. и ХЛОПОНИН К. Л., *О возрасте нижнеменилитовой свиты Восточных Карпат*, Докл. Акад. Наук СССР, 1955, **104**, *5*.
30. OLTEANU FL., *Structura geologică a regiunii Ursei-Cîmpina*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXVI** (1948—1949).
31. PAUCĂ M., *Die fossile Fauna und Flora aus dem Oligozän von Suslănești-Muscel in Rumänien*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI** (1931).
32. PAUCĂ M. și COSMOVICI N., *Moluște fosile din Oligocenul de la Piatra Neamț*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice 1953, **V**, *4*.
33. PAZDROWA O., *Les nummulines des environs de Dukla*, Kosmos, 1934, **LIX**, 238.

34. PĂTRUT I., *Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte-Cosminele-Bușteni*, An. Com. geol. Rom., 1955, **XXVIII** (1947).
35. POPESCU GR., *Zona flișului paleogen între Valea Buzăului și Valea Vărbilăului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXVI** (1948—1949).
36. POPESCU-VOITEȘTI I., *Les faciès nummulitiques dans les nappes du Flysch carpathique*, in *Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression gétique*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1909—1910, **III**.
37. — *Considerațiuni cu privire la comunicarea D-lui. D. Preda: Geologia regiunii din stînga Teleajenului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1926, **IX** (1920—1921).
38. — *Contributions à l'établissement de l'âge du Paléogène du faciès de Fusaru dans les Subcarpathes méridionales*, Rev. Muz. Geol.-Min., Univ. Cluj, 1927, **II** *1*.
39. — *Evoluția geologo-paleogeografică a pămîntului romînesc*, Rev. Muz. Geol.-Min., Univ. Cluj., 1936, **V** (1935), *2*.
40. POPOVICI-HATEG VAL., *Etude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaia*, Paris, 1898.
41. PREDA D., *Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a Districtului Bacău*, An. Inst. geol. Rom., 1917, **VII**.
42. — *Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova*, An. Inst. geol. Rom., 1921, **X**.
43. PROTESCU O., *Cîteva date asupra Paleogenului din regiunea Șotrile-Brebu-Breaza*, An. Inst. geol. Rom., 1918, **VIII** (1914).
44. — *Contribuțiuni la studiul faunei de foraminifere terțiare din Romînia*, An. Inst. geol. Rom., 1922, **IX**.
45. — *Structura geologică a regiunii Buzăului cuprinsă pe foile „Beciu", „Scheia" și „Ivănețu"*, An. Inst. geol. Rom., 1923, **XI**.
46. — *Etude géologique et paléontologique de l'ambre roumain*, Bul. Soc. rom. geol., 1937, **III**.
47. ȘTEFĂNESCU GR., *Relation sommaire des travaux du Bureau Géologique durant la campagne de l'année 1884, Jud. Muscel*, Ann. d. Bur. Géol., 1884, **II**, *1*.
48. ȘTEFĂNESCU SABBA, *Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique*, Lille, 1897.
49. STOICA C., *Paleogenul din Valea Sibiciului (Buzău)*, Rev. Muz. Min.-Geol., Univ. Cluj., 1943—1944, **VIII**, *1*.
50. TEISSEYRE W., *Zur Geologie der Bakauer Karpathen*, Jahrb. d.k.k. geolog. Reichsanst., 1897, 47, *3—4*.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA LITOLOGIEI STRATELOR DE NADANOVA *)

DE

D. MERCUS

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 21 martie 1961

În lucrarea de față vom căuta să prezentăm rezultatele obținute în studierea litologiei complexului sedimentar al „stratelor de Nadanova" cu scopul de a stabili o coloană litologică amănunțită care să servească la corelarea acestei formațiuni în Carpații Meridionali și Oltenia, în special pentru sondajele ce se fac în prezent în mesozoic pentru petrol.

Pentru atingerea acestui scop am ales valea Nadanovei, din Podișul Mehedinți, care prezintă aflorimente aproape continue.

Profilul de care ne ocupăm a fost executat pe versantul drept al văii Nadanova, începînd de la circa 400 m în amunte de șoseaua Baia-de-Aramă — Tr.-Severin, de la stînca „La Piatra", pînă la confluența văii Nadanova cu Ogașul lui Trăilă.

Termenul de „strate de Nadanova" a fost atribuit, în 1936, de Al. Codarcea pentru o formațiune sedimentară ritmică, alcătuită din șisturi marnoase, marnoase-calcaroase și calcaroase, cenușii-negricioase la partea inferioară și cenușii-verzui spre partea superioară, cu silicifieri în bază, formațiune ce repauzează pe calcare masive urgoniene (16) și este acoperită transgresiv de flișul gresos cretacic superior.

În anul 1957 Al. Codarcea și D. Mercus atribuie acestei formațiuni vîrsta albian-cenomaniană (6).

Pentru a putea ajunge la concluzii cît mai apropiate de realitate asupra condițiilor litogenetice, am folosit metoda litologiei comparate, alcătuind — pe baza cercetărilor de teren și laborator — coloane litologice

---

*) Lucrarea a fost executată între anii 1955 și 1959 și susținută în Sesiunea științifică a I.P.G.G. în decembrie 1960.

interpretative. Pentru orizontul inferior al stratelor de Nadanova, care are o variație mare de facies, coloana este ridicată la scara 1 : 100, iar pentru cel superior, mai uniform, la scara 1 : 1 000 [1]).

COLOANA LITOLOGICĂ A STRATELOR DE NADANOVA

În versantul drept al văii Nadanova, începînd de la E spre V din stînca „La Piatra", apare următoarea succesiune de strate :

1. În bază — calcar cenușiu masiv, cu diaclaze de calcit, groase de la 0,1 pînă la 2 mm (eșantion 13 a).

2. 0,40 m — calcar fin gresos, cenușiu-negricios proaspăt, cenușiu cu pete brune prin alterare, conținînd numeroase exemplare de *Neohibolites minimus* List. și cristale de pirită (eș. 13).

3. 1,60 m — șisturi marnoase-alevrolitice micacee, cenușii-negricioase, cu numeroase exemplare de *Neohibolites minimus* List. (eș. 13 b).

4. 1,20 m — calcar cenușiu-negricios, cu chailluri de forme elipsoidale, negre, dispuse neregulat, lungi de la cîțiva mm pînă la cîțiva cm. Roca este străbătută de diaclaze umplute cu calcit, groase de la fracțiuni de mm pînă la 1 cm (eș. 13 c).

5. 0,20 m — șisturi marnoase-alevrolitice, cenușii-negricioase (eș. 13 d).

6. 0,20 m — calcar cenușiu-negricios, cu chailluri negre (eș. 13 e).

7. 0,15 m — șisturi marnoase-alevrolitice, cenușii-negricioase (eș. 13 f).

8. 0,10 m — calcar cenușiu-negricios, cu chailluri negre (eș. 13 g).

9. 0,30 m — șisturi marnoase-alevrolitice, cenușii-negricioase (eș. 13 h).

10. 0,20 m — calcar marnos, cenușiu-negricios, stratificat, cu chailluri negricioase, cu contur difuz (eș. 13 i).

11. 0,60 m — șisturi marnoase-calcaroase, cenușii-negricioase (eș. 13 j).

12. 0,15 m — calcar marnos, cenușiu-negricios, cu diaclaze umplute cu calcit (eș. 13 k).

13. 0,20 m — șisturi marnoase-alevrolitice, cenușii-negricioase (eș. 13 l).

14. 0,10 m — calcar cenușiu-negricios, cu chailluri negre, cu diaclaze umplute cu calcit (eș. 13 m).

15. 0,30 m — șisturi calcaroase-alevrolitice, cenușii-negricioase (eș. 13 n).

16. 0,35 m — calcar cenușiu-negricios, cu chailluri negre, cu diaclaze fine umplute cu calcit (eș. 13 a).

17. 0,10 m — șisturi marnoase-alevrolitice, cenușii-negricioase cu neohiboliți (eș. 13 p).

18. 0,10 m — calcar marnos, cenușiu-negricios, cu chailluri negre (eș. 13 r).

19. 0,15 m — șisturi marnoase — calcaroase, cenușii-negricioase (eș. 13 s).

20. 0,15 m — calcar cenușiu-negricios, cu chailluri negre, străbătut de diaclaze de calcit (eș. 13 ș.)

21. 0,60 m — șisturi marnoase-calcaroase, cenușii-negricioase, cu diaclaze de calcit (eș. 13 t).

22. 0,10 m — calcar cenușiu-negricios cu chailluri negre, străbătut de diaclaze fine umplute cu calcit (eș. 13 ț).

---

[1]) Aducem mulțumiri și pe această cale acad. Al. Codarcea care ne-a îndrumat în tot timpul acestui studiu, atît pe teren, cît și în laborator, precum și lui L. Pavelescu pentru prețioasele îndrumări de laborator.

23. 0,50 m — şisturi calcaroase cenuşii-negricioase, cu diaclaze fine umplute cu calcit (eş. 13 u).

24. 0,30 m — calcar cenuşiu-negricios, cu chailluri negre (eş. 13 v).

25. 0,30 m — şisturi calcaroase cenuşii-negricioase (eş. 13 x).

26. 0,25 m — calcar cenuşiu-negricios, cu chailluri negre (eş. 13 z).

27. 0,25 m — şisturi calcaroase cenuşii-negricioase, cu diaclaze fine umplute cu calcit (eş. 13 A).

28. 0,15 m — şisturi marnoase-alevrolitice, cenuşii-negricioase (eş. 13 B).

29. 0,60 m — şisturi calcaroase, cenuşii-negricioase, cu diaclaze fine umplute cu calcit (eş. 13 C).

30. 0,70 m — calcar cenuşiu-negricios, cu chailluri negre, cu diaclaze umplute cu calcit (eş. 13 D).

31. 0,30 m — şisturi calcaroase, cenuşii-negricioase, cu neohiboliţi (eş. 13 E).

32. 0,30 m — şisturi marnoase-calcaroase, cenuşii-negricioase, cu fragmente de inocerami (eş. 13 F).

33. 0,70 m — şisturi calcaroase-marnoase, cenuşii-negricioase (eş. 13 G).

34. 1,50 m — şisturi marnoase-calcaroase, cenuşii-negricioase (eş. 13 H).

35. 0,10 m — şisturi calcaroase-marnoase, cenuşii-negricioase (eş. 13 I).

36. 1,50 m — calcar cenuşiu-negricios, străbătut de rare diaclaze umplute cu calcit (eş. 13 J).

37. 0,10 m — calcar cenuşiu-negricios, cu chailluri negre (eş. 13 K).

38. 4,00 m — calcar alevrolitic cenuşiu-negricios, străbătut de diaclaze umplute cu calcit (eş. 13 L).

39. 4,50 m — calcar cenuşiu-negricios, străbătut de o reţea de diaclaze umplute cu calcit (eş. 14 a).

40. 3,00 m — şisturi marnoase-alevrolitice, cenuşii-negricioase (eş. 14 b).

41. 0,20 m — şisturi calcaroase, cenuşii-negricioase (eş. 14 c).

42. 1,00 m — şisturi marnoase-alevrolitice, sfărîmicioase, cenuşii (eş. 14 d).

43. 1,50 m — şisturi calcaroase-marnoase, cenuşii-negricioase, stratificate în bancuri de 10—15 cm (eş. 14 e).

44. 0,30 m — calcar cenuşiu-negricios (eş. 14 f).

45. 2,00 m — şisturi marnoase-alevrolitice cenuşii, stratificate în bancuri de 1—1,5 cm grosime (eş. 14 g).

46. 3,50 m — şisturi calcaroase-marnoase, cenuşii-negricioase, stratificate în bancuri de 5—25 cm grosime (eş. 14 h).

47. 0,30 m — calcar cenuşiu-negricios, străbătut de diaclaze umplute cu calcit (eş. 14 i).

48. 0,20 m — şisturi calcaroase-marnoase, cenuşii-negricioase (eş. 14 j).

49. 0,20 m — calcar cenuşiu-negricios, cu diaclaze umplute cu calcit (eş. 14 k).

50. 0,40 m — şisturi marnoase-alevrolitice cenuşii, sfărîmicioase (eş. 14 l).

51. 0,30 m — şisturi calcaroase-marnoase, cenuşii-negricioase (eş. 14 m).

52. 1,50 m — şisturi marnoase-alevrolitice, cenuşii, sfărîmicioase (eş. 14 n).

53. 0,30 m — calcar cenuşiu-negricios, cu diaclaze umplute cu calcit, groase, pînă la 1 cm (eş. 14 o).

54. 7,00 m — şisturi marnoase-alevrolitice cenuşii, sfărîmicioase; alterate sînt foarte uşoare (eş. 15).

55. 1,00 m — calcar cenuşiu-negricios, stratificat, în bancuri de 20—30 cm grosime (eş. 15 a).

56. 5,00 m — şisturi marnoase-alevrolitice cenuşii, sfărîmicioase, se desfac în bancuri pînă la 1 cm grosime (eş. 15 b).

57. 10,00 m — şisturi calcaroase-marnoase cenuşii, uşor verzui, în bancuri de 3—5 cm grosime, cu fragmente de inocerami; aici apare pentru prima dată *Rotalipora apenninica* (O. Renz) (eş. 15 c).

58. 15,00 m — şisturi calcaroase-marnoase, alevrolitice, cenuşii-verzui, cu fragmente de inocerami (eş. 16, 17).

59. 10,00 m — şisturi calcaroase, cenuşii-verzui, stratificate în bancuri de 3—5 cm grosime, cu neohiboliţi (eş. 18).

60. 15,00 m — calcare cenuşii, stratificate în bancuri de 5—10 cm grosime (eş. 19).

61. 10,00 m — şisturi marnoase-alevrolitice, cenuşii-negricioase (eş. 20).

62. 10,00 m — *idem*, uşor milonitizate (eş. 21).

63. 10,00 m — şisturi marnoase-calcaroase, cenuşii-verzui (eş. 22).

64. 140 m — şisturi calcaroase cenuşii-verzui (eş. 23—35).

65. 20 m — şisturi marnoase-calcaroase, cenuşii-negricioase, milonitizate (eş. 36 şi 37).

66. 20 m — şisturi calcaroase cenuşii, cu diaclaze de calcit (eş. 38).

67. 20 m — şisturi marnoase-calcaroase, cenuşii-verzui, uşor milonitizate (eş. 39).

68. 30 m — şisturi calcaroase, cenuşii-verzui, străbătute de diaclaze cu calcit (eş. 40).

69. 40 m — şisturi marnoase-calcaroase, cenuşii, uşor milonitizate (eş. 41).

70. 30 m — şisturi marnoase cenuşii, puternic milonitizate (eş. 42).

71. 150 m — şisturi marnoase-calcaroase, cenuşii-negricioase, milonitizate, în alternanţă cu bancuri de şisturi calcaroase (eş. 44—47).

72. 40,00 m — şisturi calcaroase-marnoase, cenuşii-verzui, laminate (eş. 48 şi 49).

73. 75,00 m — şisturi marnoase, calcaroase-alevrolitice, cenuşii-negricioase (eş. 50—52).

74. 20,00 m — şisturi calcaroase cenuşii-verzui, în alternanţă cu şisturi marnoase milonitizate (eş. 53).

75. 1,00 m — şisturi calcaroase-marnoase, cenuşii-verzui (eş. 54 a).

76. 2,00 m — gresie fină calcaroasă (eş. 54 b).

77. 10,00 m — şisturi marnoase-calcaroase, cenuşii-verzui, cu pirită limonitizată în şiraguri pînă la 10 cm lungime (eş. 54 c).

78. — gresie calcaroasă de tip Simaru.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ A LITOTOPILOR

Din analiza coloanei litologice rezultă că putem stabili pentru profilul de care ne ocupăm următorii 8 litotopi:

8. calcar masiv;
7. calcar cu chailluri;
6. calcar marnos;
5. şisturi calcaroase şi calcaroase-marnoase;
4. şisturi marnoase-calcaroase;
3. şisturi marnoase-alevrolitice şi şisturi marnoase;
2. calcar fin gresos;
1. gresie calcaroasă.

Descrierea petrografică a litotopilor menţionaţi mai sus o vom face pe etaje.

BARREMIAN-APȚIANUL

Formațiunile barremian-apțiene ce apar în baza profilului cercetat de noi sînt reprezentate prin calcare masive organogene, de culoare cenușie deschis, dezvoltate în facies urgonian cu *Requienia scalaris* var. *minor* Douv. și *Toucasia carinata* (Math.) (16).

Faciesul urgonian se termină printr-un calcar masiv lipsit de macrofaună (bancul 1).

Descriere macroscopică. Calcarul este masiv, de culoare cenușie deschis — cenușie închis, străbătut de o serie de diaclaze cu calcit de 0,1—2 mm. Uneori calcitul este pigmentat cu hidroxizi de fier în brun.

Descriere microscopică. În secțiuni subțiri calcarul prezintă o structură mixtă, primară și secundară. Structura primară este dată de pseudo-oolite, fragmente de roci și microorganisme, iar structura secundară de masa liantă, recristalizată. Predomină structura primară față de cea secundară

a) În compoziția petrografică a rocii intră :

Pseudo-oolitele au în general formă eliptică, cu axul mare de lungime variabilă, nedepășind ordinul psamitelor ; rar raportul axului mare față de axul mic ajunge la 1/3. De obicei este 1/2 sau 1/1. Sînt alcătuite din granule de calcit micro-cristalin, de culoare cenușie mat, ce face să se distingă ușor de calcitul din cimentul rocii, mai larg cristalizat și incolor.

b) Fragmente de calcar semirotunjite, cu structură coraligenă modificată mult în urma diagenezei.

c) Fragmente de calcare organogene, alcătuite din corali și miliolide, prinse într-o masă criptocristalină de calcit.

d) Oolitele apar sporadic și sînt în general de formă eliptică, fiind alcătuite dintr-un fragment de coral semirotunjit pînă la rotunjit, în jurul căruia s-a depus o pătură de calcit microcristalin. Sînt puternic diagenizate încît nu se disting păturile concentrice.

e) Dintre organisme se întîlnesc numeroase exemplare de *Miliolidae* (g. *Quinqueloculina*) și *Textularidae*.

Cimentul este incolor, fiind format din calcit de granulație fină pînă la medie. În general el înconjură organismele — pseudo-oolitele și fragmentele detritice — din toate părțile, izolîndu-le unele de altele, asemănător unui ciment bazal.

Masa rocii este brăzdată de o rețea de diaclaze fine, umplute în special cu calcit avînd structură mozaicată, aparținînd la trei generații, și intersectate de a patra generație de diaclaze umplute cu hidroxizi de fier.

În masa rocii se disting numeroase cristale de minerale autigene, reprezentate prin cuarț și feldspați. Cristalele autigene de cuarț au dimensiuni cuprinse între 0,025 și 0,30 mm, conținînd adesea incluziuni fine de carbonați. Cristalele de feldspați sînt mai mici (0,03—0,1 mm), nu conțin incluziuni și au extincție asimetrică. Cristalele de minerale autigene se observă în ciment în interiorul pseudo-oolitelor, străbătînd diaclaze și chiar în organisme. Dispoziția aceasta ne face să admitem formarea lor *in situ*.

Descrierea de mai sus arată că sîntem în prezența unui calcar detritic cu transformări diagenetice.

ALBIAN-CENOMANIANUL

COMPLEXUL STRATELOR DE NADANOVA

După cum s-a arătat într-o comunicare anterioară (6), în complexul stratelor de Nadanova se pot separa două orizonturi, distincte petrografic și paleontologic.

Orizontul inferior, alcătuit dintr-o alternanță de șisturi calcaroase-marnoase-alevrolitice și calcare, uneori cu chailluri, avînd diverși termeni de trecere. Din punct de vedere paleontologic, acest orizont se caracterizează prin prezența lui *Neohibolites minimus* List., de vîrstă albiană.

Orizontul superior, alcătuit dintr-o alternanță mai monotonă de șisturi calcaroase și șisturi marnoase-calcaroase, în care predomină culoarea cenușie-verzuie. Din punct de vedere paleontologic se caracterizează prin prezența lui *Rotalipora apenninica* (O. Renz), *R. reicheli* (Mornod) și *R. cushmani* (Morrow), de vîrstă cenomaniană.

Orizontul inferior al stratelor de Nadanova

În cadrul acestui orizont s-au putut separa macroscopic și microscopic următoarele tipuri de roci:

1. Calcar fin gresos (bancul 2)

Imediat deasupra calcarului masiv, urgonian, apare un banc de calcar fin gresos, micaceu, gros de 0,40 m, cenușiu-verzui, conținînd numeroase exemplare de *Neohibolites minimus* List. și cuburi de pirită transformate în limonit. Pe spărtură roca este pigmentată în brun cu hidroxizi de fier.

Descriere microscopică. Structura rocii este pelito-alevrolitică, cu trecere spre fin psamitică. Masa principală a rocii este formată din calcit microcristalin pînă la criptocristalin, de culoare cenușie; mai rar observîndu-se porțiuni alcătuite din calcit fin granular, allotriomorf. La calcit se adaugă o cantitate mare de minerale argiloase, mascate de un pigment brun-negricios din hidroxizi de fier și materie organică, ce alcătuiesc împreună cimentul bazal al rocii.

Minerale detritice. Cuarțul este mineralul cel mai frecvent și se prezintă sub formă de granule semicolțuroase pînă la colțuroase, de dimensiuni de la pelitice la peste 0,10 mm. Adesea conține incluziuni de actinot, sagenit, mai rar zircon, apatit, titanit, zoizit și minerale opace. Frecvent, granulele de cuarț sînt corodate pe margini de către carbonații din masa liantă. Uneori granulele de cuarț prezintă diaclaze umplute cu calcit fibros, cu fibrele orientate perpendicular pe pereții diaclazei. Adesea în jurul granulelor de cuarț se observă o peliculă fină din fibre de calcedonie dispuse perpendicular pe suprafața granulelor, cu alungire pozitivă.

Micele apar sub formă de paiete, pînă la 0,15 mm lungime, fiind reprezentate prin muscovit şi biotit. Biotitul are culoarea brună pînă la galbenă, conţinînd uneori între planele de clivaj incluziuni de sagenit şi hidroxizi de fier, formate din transformarea sa.

Zirconul apare sub formă de granule prismatice, uneori cu terminaţiile bipiramidale clare, alte ori rotunjite la capete sau cu fragmentări aşchioase, adesea cu fisuraţii. Granulele de turmalină prismatice, scurte sau alungite, fără terminaţii, au culoare în general brună, mai rar verde.

Organismele sînt reprezentate prin prisme şi fragmente de cochilii de inocerami, fragmente de rostrumuri de belemniţi; foraminifere — importantă fiind *Ticinella robesti* (pl. I, fig. 1) şi radiolari, în special din ordinul *Spumellaria*, g. *Caenosphaera*, fam. *Liosphaeridae* şi g. *Tricolocapsa* din fam. *Cyrtoidee*, ord. *Nassellaria*.

În rocă apar unele formaţiuni alungite, brune pînă la incolore, formate din fosfat, amorf cînd este brun şi anizotrop, cu birefringenţă cenuşie cînd are culori deschise, pe care le-am socotit ca dinţi de peşti. Diverse granule de fosfaţi, de obicei amorfi cu treceri la anizotropi, cu contururi rulate, neregulate, alungite, trebuie socotite drept coprolite.

Minerale diagenetice. În afară de calcit care intră în alcătuirea cimentului rocii, mai întîlnim şi alte minerale diagenetice:

1) Minerale feruginoase. Sînt foarte răspîndite agregatele granulare, alcătuite dintr-o masă de clorit şi sideroză, uneori şi fosfaţi amorfi, cu o mare variaţie în modul de asociere, mai frecvente fiind:

a) Agregatele la care masa principală este alcătuită din clorit criptocristalin, mai rar fin fibros, verde deschis, pînă la incolor, cu birefringenţă scăzută de începutul ordinului I. În această masă se întîlnesc romboiedri de sideroză, de dimensiuni variabile, de la 0,10 pînă la 0,12 mm. Clivajul se observă numai la romboiedrii de dimensiuni mari, idiomorfi, de culoare cenuşie deschis, cu un slab pleocroism spre tonuri gălbui.

b) La alte agregate se observă fibre de clorit de culoare verzuie deschis, cuprinse în masa romboiedrilor de sideroză, reprezentînd un început de înlocuire a siderozei prin clorit.

c) Uneori în masa criptocristalină de clorit, de culoare verzuie, se observă romboiedri idiomorfi de calcit, înconjuraţi de granule fine de hidroxizi de fier, roşiatice-cărămizii, birefringente, putînd proveni în urma transformării siderozei.

d) Unele agregate granulare clastice conţin cristale idiomorfe de carbonaţi probabil feriferi, asemănătoare celor descrise de Corvin V. Papiu şi atribuite carbonaţilor din grupul ankeritului (22).

e) Mai rar apar agregate formate dintr-o masă criptocristalină verzuie de clorit, pătate în brun prin asocierea cu fosfaţi amorfi sau slab anizotropi.

Sideroza apare în rocă şi singură, sub formă de agregate microcristaline sau sub formă de cristale idiomorfe, cu clivaje distincte şi pleocroism caracteristic. Unele agregate microgranulare de sideroză conţin feldspaţi idiomorfi.

2) Frecvent se observă cristale idiomorfe de albit, incolore, prismatice, uneori cu clivaj distinct şi extincţie —16 la —20°, cu culori de

birefringență scăzută de ordinul I și alungire negativă. De obicei proaspeți, uneori cu incluziuni de romboiedri mici de carbonați și hidroxizi de fier, ce pledează pentru geneza lor sedimentară.

3) Cuarțul apare sub formă de cristale idiomorfe, incolore, limpezi sau cu incluziuni de minerale opace.

4) Gipsul se întîlnește sub formă de cristale răspîndite în masa carbonaților, pe diaclaze sau pseudomorfozînd unele resturi de organisme, în special prisme de inocerami.

2. Șisturi marnoase-alevrolitice, cenușii-negricioase

(bancurile : 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 28, 40)

Rocile sînt de culoare cenușie-negricioasă pînă la cenușie și au o textură șistoasă. Pe spărtură, adesea pigmentată în brun cu hidroxizi de fier, șistozitatea este scoasă în evidență de dispoziția paralelă a foițelor de mică. Conțin rostrumuri de neohiboliți friabile.

Descrierea microscopică. Structura rocii este detritic organogenă, dată de combinația dintre o masă aleuro-pelitică de minerale argiloase și detritice la care se adaugă în cantități variabile carbonați și organisme.

Dintre mineralele detritice cuarțul se întîlnește cel mai frecvent, sub formă de granule colțuroase, de 0,01—0,04 mm, cu totul excepționale fiind granulele de 0,103 mm, de obicei alungite, adesea cu aspect acicular, lungimea depășind de 8—10 ori lățimea. Sînt incolore, perfect transparente sau cu incluziuni, de obicei de rutil și zircon, foarte rar de sillimanit.

Granulele de feldspați detritici sînt colțuroase, perfect proaspete, uneori cu macle polisintetice.

Biotitul apare sub formă de ace și paiete de culoare brună, galbenă sau verde în urma cloritizării. Muscovitul și sericitul apar ca paiete perfect incolore. Între planele lor de clivaj se observă fibre de calcedonie dispuse perpendicular pe suprafețele foițelor. Unele fibre au alungire pozitivă (cuarțina) altele negativă (calcedonita) care sînt și cele mai frecvente.

Sporadic, în masa rocii întîlnim granule prismatice de zircon cu fețe terminale clare, sub 0,06 mm lungime, sau granule prismatice bine rotunjite de rutil, ce ajung pînă la 0,10 mm lungime.

Minerale diagenetice. Calcitul participă la alcătuirea cimentului și la umplerea spațiilor libere din organisme. Calcitul din ciment este de obicei foarte fin cristalizat, fără o individualizare clară. Are culoare cenușie sau pătată în brun din cauza hidroxizilor de fier și a materiei organice. Uneori în masa rocii se observă tendința unei cristalizări mai largi a calcitului, în granule cuprinse între 0,008 și 0,12 mm.

Mineralele argiloase se asociază intim cu calcitul și, probabil, cu o pulbere fină de silice de care nu se poate diferenția. Calcedonia apare și fibroasă, cu fibrele dispuse perpendicular pe suprafața granulelor detritice sau pe cuburile de pirită. Adesea calcedonia înlocuiește calcitul din testul foraminiferelor.

Printre alte minerale diagenetice se remarcă cristalele idiomorfe de cuarț, limpezi sau cu incluziuni de carbonați, și cristale idiomorfe de

feldspați perfect transparente. Cloritul are o culoare gălbuie, dezvoltîndu-se în cimentul rocii. Mai rar se întîlnesc agregate criptocristaline de leptoclorit, de culoare verzuie.

Hematitul apare sub formă de granule, de culoare roșie pînă la brună sau roșie-brună. Adesea umplu spațiile libere de la foraminifere sau radiolari. Se observă frecvent cum pseudomorfozează parțial sau total romboiedrii de carbonați. La început romboiedrii au numai o coroană subțire de hematit, ce se dezvoltă mult pînă îi înlocuiește complet.

De la organismele de talie mare se întîlnesc: fragmente și prisme de inocerami; spiculi monaxoni silicioși sau calcaroși de spongieri; plăci și radiole de echinide și mai rar dinți de pești și coprolite. În secțiuni subțiri se observă și o bogată microfaună.

Dintre foraminifere se pot determina:

Globigerinelloides pustulosa (Umiker) (pl. II, fig. 26, 32)
Ticinella roberti (Gand.) (pl. I, fig. 8, 9, 14, 15; pl. II, fig. 24, 25, 27, 28)
T. gaultina Morozova (pl. I, fig. 16)
praeglobotruncane incipiente
Praeglobotruncana delrioensis (Plummer) (pl. I, fig. 5)
Thalmanninella ticinensis (Gand.)
Cibicides
lagene
Orbitolina sp.
Se întîlnesc numeroși radiolari aparținînd
Ord. *Spumelaria*:
Fam. *Liosphaeridae*: g. *Cenosphaera*
Fam. *Porodiscidae*: g. *Rhopalastrum*
Fam. *Astrosphaeridae*
Ord. *Nassellaria*:
Fam. *Cyrtoidae*: g. *Dicolocapsa* și *Lithocampae*

3. Calcar cenușiu-negricios cu chailluri

(bancurile: 4, 6, 8, 10, 14, 16, 18, 20, 22, 24, 26, 30, 37)

Roca este fin granulară, de culoare cenușie-negricioasă. Conține accidente silicioase de formă în general eliptică, dispuse neregulat în masa rocii, de care se deosebesc prin culoarea neagră. Picurînd HCl pe suprafața accidentului acesta face efervescență — dovadă că se găsește calcit și în interiorul lui, fin difuzat. Adesea este greu de deosebit accidentul silicios de masa calcaroasă din cauza asocierii intime între calcit și silice, cînd roca capătă o culoare uniformă. Lungimea accidentului poate să ajungă la cîțiva cm. Roca este străbătută uneori de diaclaze umplute cu calcit, groase pînă la 1 cm.

Descrierea microscopică. În secțiuni subțiri de cele mai multe ori este greu să se traseze o limită între calcarul propriu-zis și accidentul silicios. Totuși atunci cînd în masa accidentului silicios se dezvoltă într-o

cantitate mare silicea, iar difuziunea calcitului este foarte mică se poate observa o structură pătată. Apar porțiuni din rocă de culoare cenușie, ușor brunie, și cu un relief pronunțat, alături de porțiuni incolore, cu un relief șters. Porțiunile brune reprezintă masa calcaroasă, iar cele incolore masa silicioasă a accidentului. Cu un obiectiv mai puternic, se observă în masa rocii toate trecerile de la brun ale masei calcaroase la incolor ale accidentului. Linia de demarcație între masa calcaroasă și cea silicioasă nu este netă, cum ar părea atunci cînd se privește roca în afloriment, ci se observă atît pătrunderi de silice în masa calcaroasă, cît și de carbonați în masa accidentului, fără să mai vorbim de zonele imediat învecinate, unde silicea apare intim asociată cu carbonații.

La studiul în secțiuni subțiri, între structura petrografică a calcarului și a accidentului silicios, în afară de compoziția mineralogică și culoare, nu se observă nici o deosebire. Ambele au o structură organogenă dată de acumularea testurilor de microorganisme și detritusului organogen, care adesea depășește 1/2 din compoziția totală a rocii.

Mineralele detritice sînt cu totul subordonate. În ordinea frecvenței se întîlnesc paiete de muscovit și biotit, acesta din urmă adesea cloritizat; granule de cuarț, conținînd uneori incluziuni de zircon și minerale opace; feldspați detritici (2—3 granule pe secțiunea subțire; granule prismatice de rutil rotunjite la capete; prisme de zircon bipiramidate sau rotunjite la capete; granule de turmalină rotunjite sau colțuroase, niciodată cu terminații).

Calcitul de precipitație chimică, care formează masa liantă a rocii, este microgranular, cenușiu, ușor bruniu, din cauza unui pigment de materie organică și hidroxizi de fier.

Masa accidentului silicios este formată din silice criptocristalină care se prezintă sub mai multe forme:

Silice de impregnație, intim asociată cu carbonați fin cristalizați; ca agregate criptocristaline fibroase în formă de snopi; fosilizînd testuri de radiolari, spiculi de spongieri, foraminifere și prisme de inocerami.

Calcitul din interiorul accidentului silicios prezintă de asemenea o varietate mare de aspecte: pulbere fină neindividualizată; granule allotriomorfe, de dimensiuni pelitice pînă la psamitice, uneori alcătuind agregate granulare ce pot fi socotite ca părți netransformate din masa calcaroasă inițială, granule idiomorfe sub formă de romboiedri de diferite mărimi, izometrici sau alungiți mult, cu aspect acicular, adesea sudați între ei cu o pulbere fină de calcit, formați într-un stadiu următor, avînd aceeași orientare optică; calcit regenerat — în jurul granulelor de calcit, rotunjite probabil prin coroziune în timpul diagenezei sau prin dizolvare cînd provin din testuri de organisme, s-a depus calcit secundar cu aceeași orientare optică, ca și calcitul primar, de care se deosebește printr-o transparență mai mare. Adesea romboiedrii de calcit idiomorfi conțin în interiorul lor testuri întregi de radiolari sau de foraminifere, ce formează masă comună cu ei.

Se observă frecvent asociația dintre calcit și calcedonita fibroasă, cu fibrele dispuse perpendicular pe suprafața granulelor sau pe pereții diaclazelor. Mai rar apare cuarțina.

În unele secțiuni subțiri se întîlnesc agregate de leptoclorit de culoare verde deschis, de formă sferică, cu fibrele dispuse radiar. Leptoclorite se mai întîlnesc și în masa liantă a rocii sub formă de ace gălbui.

De la organismele de talie mare se întîlnesc prisme și fragmente de cochilii de inocerami; detritus de la echinoderme și coprolite de pești. Microorganismele apar într-un număr mare, reprezentate în special prin foraminifere și radiolari, mai importante fiind: foraminifere: *Ticinella roberti* (Gand.) (pl. I, fig. 2, 7, 10-12, 18, 19, 21; pl. II, fig. 22); *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) (pl. I, fig. 3, 4; pl. II, fig. 23); *Thalmanninella*; *Globigerinelloides pustulosa* (Umiker); *Cibicides*. Radiolarii sînt reprezentați prin genuri din familiile: *Liosphaeridae* (g. *Cenosphaera*); *Astrosphaeridae* (g. *Conosphaera*); *Cenodiscidae*; *Phacodiscidae*, *Ellipsidae*, dintre *Spumellaridae*, și *Cyrtoidae* dintre *Nassellaridae*.

Ținînd seama de aspectul macroscopic și de compoziția petrografică, accidentele silicioase din masa calcaroasă a acestui litotop se încadrează perfect în noțiunea de chailluri a lui L. C a y e u x (4). În cazul nostru ele pot fi socotite ca formațiuni singenetice, datorită poziției lor în pachetul de strate și prin aceea că în masa accidentului silicios cantitatea de radiolari este mai mare. Mecanismul formării lor îl vom discuta în capitolul final al lucrării.

4. Calcar cenușiu-negricios

(bancurile: 38, 44, 47, 49, 53, 55)

Spre partea superioară a orizontului inferior al stratelor de Nadanova apar intercalații de bancuri calcaroase lipsite de accidente silicioase. Culoarea calcarului este cenușie. Frecvent bancurile de calcar sînt străbătute de diaclaze umplute cu calcit de grosime variabilă, ajungînd la 1 cm. Adesea conține cristale de pirită sub 1 mm lungime, în jurul cărora se formează o aureolă de alterație limonitică pînă la 0,5 cm diametru. Calcarul este masiv, cu excepția nivelului 55 care este stratificat în bancuri de 20—30 cm grosime.

Descrierea microscopică. Roca este un calcar organogen, cu structură tipică organogenă, dată de abundența testurilor de foraminifere (în special lagene), radiolari, spiculi de spongieri și, în unele nivele, prisme de inocerami. Organismele sînt prinse într-o masă liantă microcristalină de calcit, de culoare cenușie, cu tonuri mai închise față de culoarea testurilor de organisme, ce ușurează studierea acestora. În unele secțiuni se observă tendința de recristalizare a calcitului, ce apare sub formă de granule atingînd 0,01 mm diametru.

Mineralele detritice se întîlnesc cu totul sporadic în rocă. Mai ales se întîlnesc fluturași de mică, granule de cuarț (2—3 granule de secțiune) prisme și ace de zircon și rutil. Frecvent se întîlnesc microstilolite.

După predominarea diverselor tipuri de organisme, deosebim următoarele varietăți de calcar:

a. *Calcar cu foraminifere și prisme de inocerami* (bancul 38). Se întîlnesc forme din grupul globigerinelor, anomalinidelor și globorotalidelor, dintre care se pot determina: *Ticinella roberti* (Gand.) și *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer). La aceasta se adaugă o cantitate mare de prisme și fragmente de inocerami. Dintre radiolari întîlnim numeroase exemplare de *Caenosphaera*, în general conservate în calcit; de asemenea spiculi de spongieri.

b. *Calcar cu lagene* (bancurile: 44, 49). Nota caracteristică o dă abundența testurilor de lagene, la care se mai adaugă radiolari, în special din ord. *Spumellaria* și mai rar foraminifere din genul globigerinelor și globorotalidelor. S-au putut determina *Lagena sphaerica* și *L. arbulinaria* (după descrierea lui A. de Lapparent (12), (13), *Ticinella roberti* (Gand.), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) (pl. II, fig. 31), *Globigerinelloides pustulosa* (Umiker), dintre foraminifere, și *Lithocampae*, *Porodiscus* și *Cenosphaera* dintre radiolari.

Spiculii de spongieri apar în număr mare și sînt calcitizați.

Secțiunile subțiri făcute în calcarul din stratul 49 arată tendința masei calcaroase de a se separa după forme sferice, asemănătoare pseudooolitelor, de culoare cenușie mai deschis, înconjurate de calcar de aceeași compoziție petrografică însă de nuanță mai închisă, ușor brunie. Acestea sînt formațiuni diagenetice.

c. *Calcar cu radiolari și lagene* (bancul 53). În unele cîmpuri din rocă predomină radiolarii, în altele lagenele. Unii radiolari mai au încă testul conservat în calcedonie. Sporadic se observă cristale foarte mici de feldspați de neoformațiune. Dintre organisme s-au putut determina: *Caenosphaera*, *Porodiscus*, *Spongurus* și *Lithocampae* dintre radiolari; dintre foraminifere mai importante fiind *Globigerinelloides pustulosa* (Umiker) (pl. II, fig. 37) și diverse lagene.

d. *Calcar cu radiolari și spiculi de spongieri* (bancul 47). Masa rocii este alcătuită dintr-un număr mare de radiolari, în special din ord. *Spumellaria*, dintre care se pot determina: *Porodiscus*, *Cenosphaera*, *Xiphosphaera*, precum și forme din fam. *Ellipsidae*. Într-o cantitate mare apar spiculi de spongieri care sînt silicioși sau calcitizați. Majoritatea sînt monaxoni rectilinii sau măciucați mai rar triaxoni. Dintre foraminifere mai importante sînt: *Ticinella* cf. *roberti* (Gand.) și *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

e. *Calcar recristalizat* (bancul 55). Masa liantă a rocii este alcătuită din calcit fin cristalizat, de culoare cenușie deschis pînă la transparentă, ce face să se șteargă liniile de despărțire cu organismele. Printre granulele de calcit se observă pulberi fine de hidroxizi de fier ce acoperă uneori chiar granulele. În unele cîmpuri din rocă, hidroxizii de fier umplu spațiile libere ale microorganismelor scoțîndu-le admirabil în relief structura. În rocă se întîlnesc numeroase *Spumellaridae*, urmate de *Nassellaridae* și foraminifere, dintre care citățm o secțiune într-un enantiomorphinid. Din cauza recristalizării masei calcaroase testurile organismelor sînt în parte distruse, ceea ce îngreunează determinarea.

5. Calcare marnoase cenușii, cu vine de calcit

(bancurile: 12, 36, 39)

Ca aspect macroscopic roca seamănă cu calcarul cenușiu descris, anterior, cu deosebirea că este străbătută de o serie de diaclaze umplute cu calcit alb, ce alcătuiesc uneori o adevărată rețea.

La microscop se observă că masa principală a rocii este alcătuită din calcit microcristalin pînă la criptocristalin, minerale argiloase intim asociate carbonaților și paiete de muscovit ce înglobează numeroase testuri de microorganisme sau fragmente de cochilii de organisme mari, însă într-o cantitate mai mică decît în calcarul anterior. Secțiunile făcute în eșantioanele din bancul 39 arată, printre alte foraminifere, prezența lui *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) (pl. I, fig. 6) și *Pr. delrioensis* var. *turbinata* (Reichel). Radiolarii lipsesc aproape cu desăvîrșire. Apar doar cîteva secțiuni transversale și longitudinale în spiculi de spongieri conservați în calcedonie. Sînt foarte frecvente prismele și fragmentele de cochilii de inocerami. Frecvente sînt înlocuirile calcitului din testurile foraminiferelor prin calcedonie sau din prismele de inocerami prin gips.

6. Șisturi calcaroase cenușii-negricioase, cu vine de calcit

(bancurile: 23, 25, 27, 29, 31, 41)

Se deosebesc de calcarele cenușii numai prin caracterul șistos ce-l prezintă în afloriment. Culoarea și aspectul macroscopic în eșantioanele mici aproape se confundă.

Între aspectul fiziografic al secțiunilor subțiri din aceste roci și al secțiunilor subțiri făcute în calcare sau în calcare cu chailluri nu se observă mari deosebiri, afară de aranjamentul ceva mai ordonat, aproximativ paralel, al particulelor componente.

În cadrul acestui litotop se pot deosebi următoarele varietăți:

a. *Șisturi calcaroase cu accidente silicioase* (*chailluri*) (bancurile: 23, 25, 29).

b. *Șisturi calcaroase* (bancul 27), alcătuite aproape în întregime din prisme și fragmente de cochilii de inocerami; cu totul sporadic apar foraminiferele, mai însemnate fiind *Ticinella roberti* (Gand.).

c. *Șisturi calcaroase cu foraminifere* (bancul 31), la care se adaugă radiolari aparținînd familiilor *Astrosphaeridae*, *Liosphaeridae* (g. *Cenosphaera*) și *Ellipsidae* din ord. *Spumellaria*; radiole și plăci de echinoderme; spiculi de spongieri și secțiuni în rostrumuri de belemniți. Prismele de inocerami sînt rare. Dintre foraminifere se evidențiază *Ticinella roberti* (Gand.) și *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

d. *Șisturi calcaroase cu flagelate* (bancul 41). În masa rocii se observă o adevărată invazie de corpusculi de formă circulară, pe care le-am atribuit flagelatelor, subordonat adăugîndu-se radiolari și foraminifere. Sînt numeroși spiculii de spongieri și prismele de inocerami.

7. Şisturi calcaroase-marnoase şi marnoase-calcaroase cenuşii-negricioase

(bancurile: 19, 21, 32, 34, 35, 43, 46, 48, 51)

Caracterul şistos apare bine în evidenţă atît în aflorimente cît şi în eşantioane. Sînt roci de culoare cenuşie-neagră, prin alteraţie devenind cenuşii deschis sau cenuşii-gălbui.

La microscop se pot deosebi două varietăţi:

a. *Şisturi cu prisme de inocerami* (bancurile: 19, 21 32, 34, 35). Roci alcătuite dintr-un detritus organogen format aproape în întregime din prisme izolate şi fragmente de cochilii de inocerami. Prismele nu prezintă nici cea mai mică urmă de uzură, fapt ce arată că multe dintre ele s-au depus pe loc, fără a fi fost transportate. Unele prisme au calcitul înlocuit prin gips. Cu totul subordonat se întîlnesc radiole sau plăci de echinoderme, uneori un număr mare de testuri de foraminifere. Se pot determina: *Ticinella roberti* (Gand.) şi *Globigerinelloides pustulosa* (Umiker). Se remarcă lipsa aproape completă a radiolarilor.

Dintre mineralele detritice mai răspîndite sînt: granulele colţuroase de cuarţ, paietele şi acele de mice şi clorite, prismele de zircon şi rutil rotunjite la capete. Uneori se întîlnesc feldspaţi idiomorfi. Componentele detritice sînt prinse într-o masă liantă, pelitică pînă la aleuritică, formată din calcit şi minerale argiloase. În unele secţiuni se observă în masa rocii separaţii calcaroase de culoare mai deschisă şi marnoase pigmentate în brun-cenuşiu, cu materie organică şi hidroxizi de fier. Separaţiile sînt paralele sau lenticulare şi fără caracter de generalizare. Grosimea stratuleţelor nu ajunge la 1 mm, ceea ce face ca macroscopic să nu poată fi sesizată.

b. *Şisturi cu radiolari şi spiculi de spongieri* (bancurile: 43, 46, 48, 51). Numărul organismelor este mic. Masa principală a rocii este formată dintr-un amestec de carbonaţi, minerale argiloase şi silice criptocristalină imprimînd o structură aleuro-pelitică, uneori pătată din cauza pigmentărilor cu hidroxizi de fier de culoare gălbuie a porţiunilor marnoase ce înconjură porţiuni mai calcaroase, deschise la culoare. Uneori calcitul apare fin recristalizat (bancul 35). Roca are un caracter şistos accentuat. Granulele de calcit sînt orientate paralel împreună cu mineralele argiloase, determinînd extincţii simultane pentru porţiuni mari din secţiuni. Orientarea granulelor de calcit se datoreşte tectonicii.

Mineralele detritice sînt reprezentate prin cuarţ, mică, clorit şi ace de zircon.

Organismele sînt reprezentate în special prin radiolari aparţinînd genurilor *Caenosphaera*, *Rhopalastrum*, *Porodiscus*, *Actinoma*, *Lithocampae*, *Cyrtocapsa* etc. şi foraminifere dintre care se pot determina *Lagena orbulinaria* (după J. de Lapparent) (bancurile: 12, 13), *Frondicularia*, *Ticinella roberti* (Gand.) (pl. II, fig. 36), *Thalmanninella* cf. *ticinensis* (Gand.), praeglobotruncane incipiente, *Pr. delrioensis* (Plummer). Mai apar spiculi de spongieri, în special monaxoni, mai rar triaxoni, conservaţi în calcedonie sau calcit; fragmente de rostrumuri de belemniţi, radiole de echinoderme şi cu totul sporadic prisme de inocerami.

8. Şisturi marnoase-silicioase

(bancul 38)

Apar spre partea superioară a orizontului superior al stratelor de Nadanova. Au culoare cenuşie-negricioasă, prin alterare devenind cenuşii-gălbui, mai uşoare şi cu zgomot aparte — de lemn uscat. Sînt clivate perpendicular pe stratificaţie.

Microscopic, masa principală a rocii este formată dintr-un amestec intim de calcedonie criptocristalină pînă la fin fibroasă şi carbonaţi fin granulari, la care se adaugă minerale argiloase şi detritice, hidroxizi de fier sub formă de aglomerate granulare, circulare sau de mici romboiedrii roşii sau bruni, cu nuclee de culoare neagră. Dintre organisme se întîlnesc frecvent radiolari aparţinînd familiilor *Liosphaeridae* (g. *Cenosphaera*), *Ellipsidae* (g. *Lithapium*), *Astrosphaeridae*, *Porodiscidae* (g. *Rhopalastrum*), *Cyrtoidae* (g. *Lithocampe* şi *Dyctiomitra*) etc. cu testul silicios sau calcaros; foraminifere, în special *Ticinella roberti* (Gand.), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Globigerinelloides pustulosa* (Umiker); spiculi de spongieri silicioşi şi calcaroşi; prisme şi fragmente de cochilii de inocerami, uneori dinţi de peşti.

Orizontul superior al stratelor de Nadanova

Acest orizont este mai uniform din punct de vedere litologic decît precedentul. De aceea şi numărul litotopilor va fi mai mic. Am deosebit:

a) şisturi calcaroase;
b) şisturi calcaroase-marnoase şi marnoase-calcaroase cenuşii-verzui;
c) şisturi marnoase şi marnoase-calcaroase cenuşii-negricioase;
d) gresii fine calcaroase.

Caracteristica principală a rocilor din acest orizont este culoarea lor verzuie şi aspectul şistos pronunţat. Nu se mai întîlnesc bancuri calcaroase puternice, ca în orizontul inferior. Şisturile calcaroase alternează cu cele marnoase, alternanţele repetîndu-se de sute de ori.

Rocile din acest orizont au suferit puternice influenţe tectonice, transformîndu-se în varietăţi noi, cu structuri şi texturi deosebite de cele iniţiale. Tectonitele vor fi descrise într-un capitol aparte.

Şisturi calcaroase, calcaroase-marnoase şi marnoase-calcaroase

Deoarece nu se poate face o delimitare strictă între aceşti termeni, din cauza caracterelor petrografice asemănătoare, vor fi trataţi la un loc.

Rocile au un caracter şistos pus în evidenţă de prezenţa foiţelor micacee între planele de şistozitate. Caracterul şistos poate fi socotit iniţial în cazul prezenţei foiţelor micacee; cînd acestea lipsesc, cauza formării lui trebuie atribuită tectonicii.

Descrierea microscopică. Masa principală a rocii este alcătuită din granule pelitice de carbonați, la care se asociază minerale argiloase și uneori silice de impregnație. În această masă liantă se întîlnesc minerale detritice, minerale de neoformațiune și organisme. Dintre mineralele detritice mai răspîndite sînt foițele de muscovit și biotit — proaspăt sau transformat, avînd adesea între planele de clivaj calcedonie fibroasă; granulele colțuroase de cuarț și de feldspați rar cu macle polisintetice; ace de zircon alcătuind uneori agregate divergente și ace de rutil. Abundența acelor de rutil idiomorfe ne face să-l considerăm într-o oarecare măsură și ca mineral format *in situ* în timpul diagenezei pe seama mineralelor detritice melanocrate. Granulele de turmalină semicolțuroase sau semirotunjite au culoare măslinie. Hidroxizii de fier apar în rocă sub formă de: pigment de culoare brună-gălbuie; agregate granulare sferice brune-cărămizii; romboiedrii de culoare roșie sau brună, cu un nucleu negru sau brun; de asemenea ca umplutură în interiorul testurilor de organisme. Granulele de pirită sînt idiomorfe sau neregulate adesea fiind încrustate cu cuarțină, ce are fibrele dispuse perpendicular pe suprafața granulelor. Frecvent se întîlnesc granule de fosfați amorfi sau birefringenți, bruni pînă la incolori.

De la organisme se observă prisme și fragmente de cochilii de inocerami; numeroase foraminifere, dintre care se pot determina:

Rotalipora apenninica (O. Renz) (pl. III, fig. 38—42, 44—47; pl. IV, fig. 51, 52—54, 55)
R. cushmani (Morrow) (pl. IV, fig. 56—59).
R. reicheli (Mornod)
Praeglobotruncana delrioensis (Plummer) (pl. IV, fig. 60—68)
Pr. delrioensis var. *turbinata* (Reichel) (pl. IV, fig. 69, 70)
Pseudoclavulina cf. *arenata* Cushman
Thalmanninella sp.
Textularia
Globotruncana imbricata Mornod (pl. IV, fig. 74—77)
Globigerinelloides pustulosa (Umiker) (pl. IV, fig. 71, 72)
Ticinella roberti (Gand.) (pl. IV, fig. 73)
T. gaultina (Morozova)
Frondicularia sp.
Lagena diffringens (Lapp.)

PLANȘA I

Orizontul inferior al stratelor de Nadanova.

Ticinella roberti (Gand.): fig. 1 (bancul 1); fig. 2 (bancul 8); fig. 7 (bancul 14); fig. 8 și 9 (bancul 15); fig. 10—12 (bancul 16); fig. 14 și 15 (bancul 17); fig. 17 (bancul 21); fig. 18 și 19 (bancul 26); fig. 21 (bancul 6).

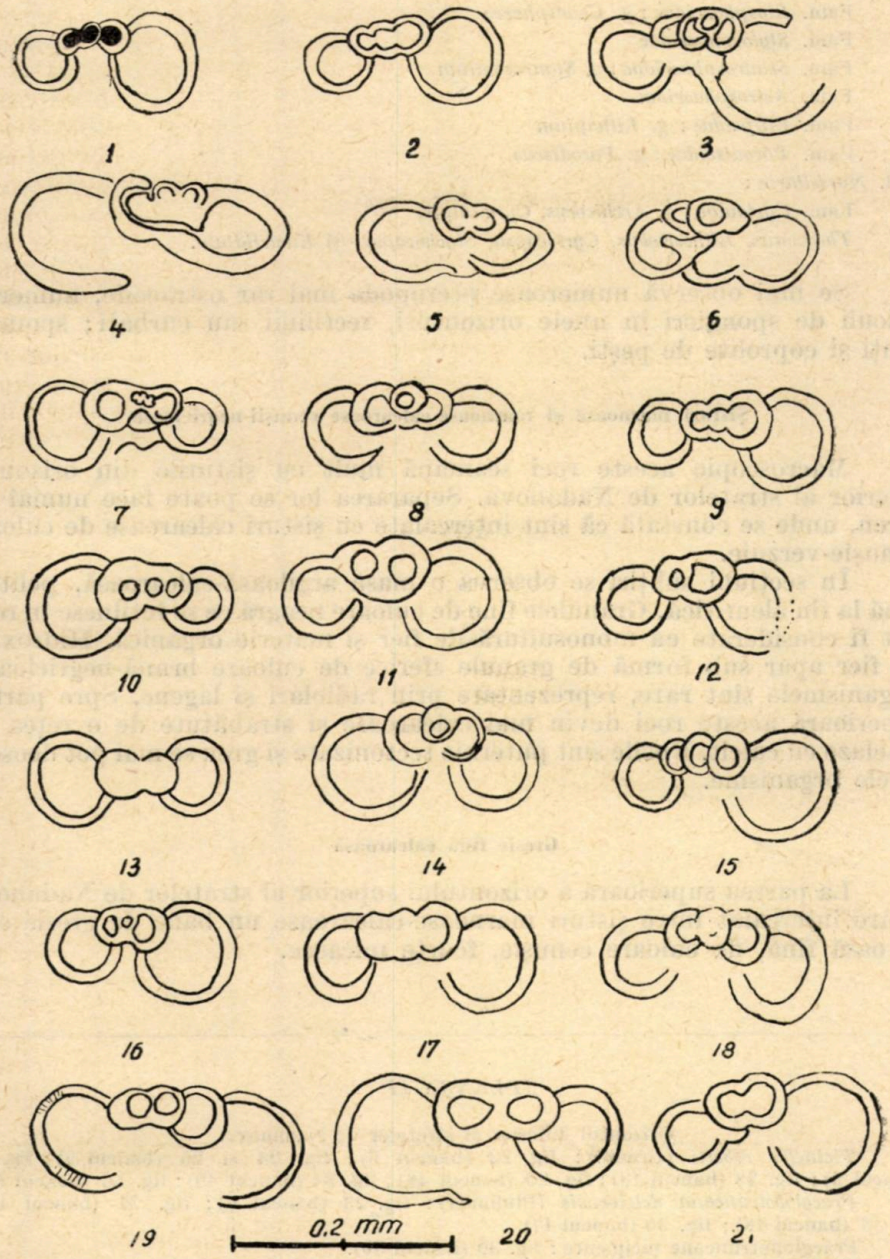
T. gaultina (Morozova); fig. 16 (bancul 17).

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer); fig. 3 și 4 (bancul 8); fig. 5 (bancul 11); fig. 6 (bancul 12).

Praeglobotruncane incipiente: fig. 20 (bancul 6).

Globigerinelloides pustulosa (Umiker): fig. 13 (bancul 16).

PLANŞA I



Radiolari aparţinînd:
Ord. *Spumellaria*:
Fam. *Liosphaeridae*: g. *Cenosphaera*
Fam. *Stylosphaeridae*
Fam. *Staurosphaeridae*: g. *Staurocontium*
Fam. *Astrosphaeridae*
Fam. *Ellipsidae*: g. *Lithapium*
Fam. *Porodiscidae*: g. *Porodiscus*
Ord. *Nassellaria*:
Fam. *Cyrtoidae*: g. *Archicorys*, *Cyrtocalpis*, *Theoconus*, *Lithostrobus*, *Cyrtocapsa*, *Stychocapsa* şi *Eucirtidium*.

Se mai observă numeroase pteropode mai rar ostracode, numeroşi spiculi de spongieri în unele orizonturi, rectilinii sau curbaţi; sporadic dinţi şi coprolite de peşti.

Şisturi marnoase şi marnoase-calcaroase cenuşii-negricioase

Macroscopic aceste roci seamănă mult cu şisturile din orizontul inferior al stratelor de Nadanova. Separarea lor se poate face numai pe teren, unde se constată că sînt intercalate cu şisturi calcaroase de culoare cenuşie-verzuie.

În secţiuni subţiri se observă o masă argiloasă-calcaroasă, pelitică pînă la fin aleuritică. Granulele fine de culoare neagră ce se întîlnesc în rocă pot fi considerate ca monosulfură de fier şi materie organică. Hidroxizii de fier apar sub formă de granule sferice de culoare brună-negricioasă. Organismele sînt rare, reprezentate prin radiolari şi lagene. Spre partea superioară aceste roci devin mai calcaroase şi străbătute de o reţea de diaclaze cu calcit. Rocile sînt puternic tectonizate şi greu se mai pot deosebi rarele organisme.

Gresie fină calcaroasă

La partea superioară a orizontului superior al stratelor de Nadanova apare intercalat între şisturi marnoase-calcaroase un banc de gresie calcaroasă fină, de culoare cenuşie, foarte micacee.

PLANŞA II

Orizontul inferior al stratelor de Nadanova.

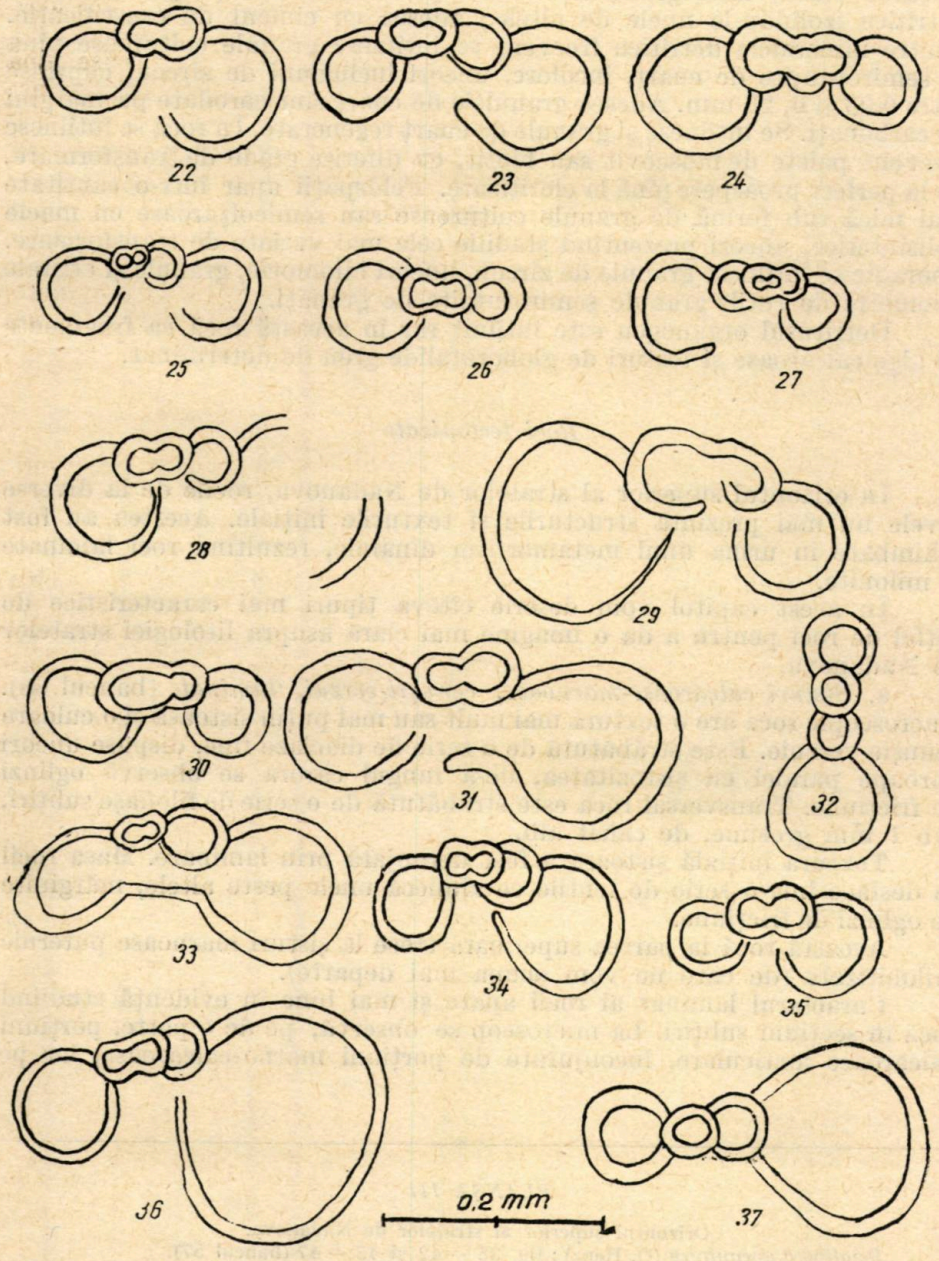
Ticinella roberti (Grand.): fig. 22 (bancul 6); fig. 24 şi 25 (bancul 7); fig. 27 (bancul 9); fig. 28 (bancul 13); fig. 29 (bancul 46); fig. 34 (bancul 49); fig. 36 (bancul 51).

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer): fig. 23 (bancul 6); fig. 31 (bancul 44); fig. 33 (bancul 48); fig. 35 (bancul 47).

Praeglobotruncane incipiente: fig. 30 (bancul 39).

Globigerinelloides pustulosa (Umiker): fig. 26 (bancul 7); fig. 32 (bancul 40); fig. 37 (bancul 53).

PLANȘA II



În secțiuni subțiri se observă o structură psamo-aleuritică cu ciment calcaros bazal, microgranular, ce înconjură din toate părțile granulele detritice izolîndu-le unele de altele; adesea cu ciment de crustificație. Dintre mineralele detritice frecvent se întîlnesc granule colțuroase pînă la semirotunjite de cuarț, incolore, uneori incluziuni de zircon, cuprinse între 0,03 și 0, 25 mm. Adesea granulele de cuarț sînt corodate pe margini de carbonați. Se întîlnesc și granule de cuarț regenerate. În rocă se întîlnesc frecvent paiete de muscovit sau biotit, cu diferite grade de transformare, de la perfect proaspete pînă la cloritizate. Feldspații apar într-o cantitate mai mică sub formă de granule colțuroase sau semicolțuroase cu macle polisintetice, uneori prezentînd stadiile cele mai variate de transformare. Sporadic se întîlnesc granule de zircon, uneori idiomorfe, granule și cristale idiomorfe de rutil, granule semirotunjite de granați.

Detritusul organogen este întîlnit rar în această rocă ca fragmente de alge calcaroase și testuri de globorotalide greu de determinat.

Roci tectonizate

În orizontul superior al stratelor de Nadanova, rocile de la diverse nivele nu mai prezintă structurile și texturile inițiale. Acestea au fost schimbate în urma unui metamorfism dinamic, rezultînd roci laminate și milonite.

În acest capitol vom descrie cîteva tipuri mai caracteristice de astfel de roci pentru a da o imagine mai clară asupra litologiei stratelor de Nadanova.

a. *Șisturi calcaroase-marnoase, cenușii-verzui, laminate* (bancul 68). Macroscopic roca are o textură mai mult sau mai puțin șistoasă și o culoare cenușie-verzuie. Este străbătută de o serie de diaclaze fine, dispuse uneori aproape paralel cu șistozitatea, de-a lungul cărora se observă oglinzi de fricțiune. Transversal roca este străbătută de o serie de filonașe subțiri, sub 1 mm grosime, de calcit alb.

Textura inițială șistoasă a fost deranjată prin laminare. Masa rocii se desface într-o serie de lentile ce alunecă unele peste altele, mărginite de oglinzi de fricțiune.

Această rocă la partea superioară trece la șisturi marnoase puternic milonitizate (de care ne vom ocupa mai departe).

Caracterul laminat al rocii apare și mai bine în evidență studiind roca în secțiuni subțiri. La microscop se observă, pe de o parte, porțiuni calcaroase lenticulare, înconjurate de porțiuni marno-calcaroase, iar pe

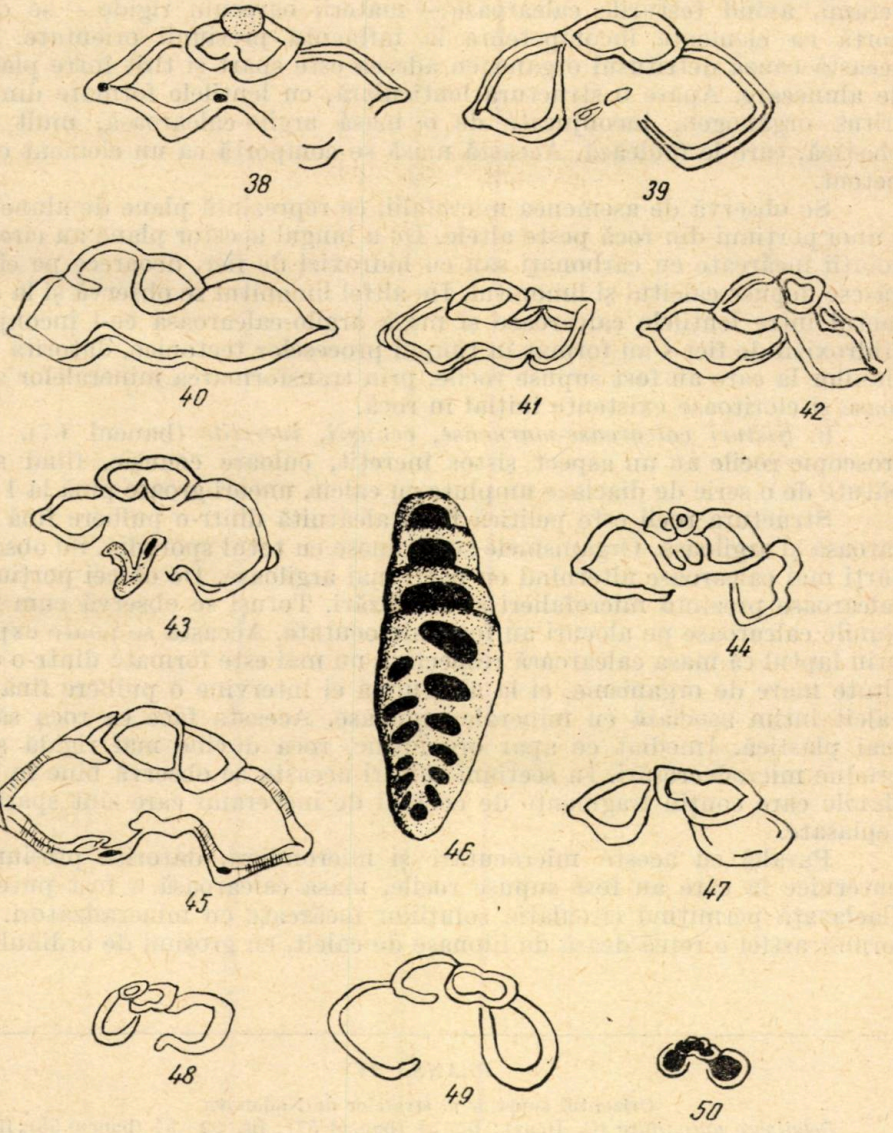
---

PLANȘA III

Orizontul superior al stratelor de Nadanova.

Rotalipora apenninica (O. Renz) : fig. 38 — 42 și 43 — 47 (bancul 57).
Praeglobotruncana delrioensis (Plummer) : fig. 48—50 (bancul 57).
Pseudoclavulina cf. *arenata* (Cushman) : fig. 46 (bancul 57).

PLANŞA III



de altă parte, microlaminări în cadrul masei calcaro-marnoase. Microorganismele reprezentate prin radiolari, foraminifere și prisme de inocerami, avînd texturile calcaroase — materii oarecum rigide — se comportă ca elemente incompetente la influența presiunii orientate. Din această cauză detritusul organogen adesea este spart și tîrît între planele de alunecare. Apare o structură lenticulară, cu lentilele formate din detritus organogen, înconjurate de o masă argilo-calcaroasă, mult mai plastică, care le mulează. Această masă se comportă ca un element competent.

Se observă de asemenea microfalii, ce reprezintă plane de alunecare a unor porțiuni din rocă peste altele. De-a lungul acestor plane au circulat soluții încărcate cu carbonați sau cu hidroxizi de fier, deoarece pe ele se găsesc depuse calcitul și limonitul. De altfel limonitul se observă și la contactul între lentilele calcaroase și masa argilo-calcaroasă ce-l înconjură. Hidroxizii de fier s-au format în timpul proceselor tectonice, datorită presiunilor la care au fost supuse rocile, prin transformarea mineralelor argiloase și cloritoase existente inițial în rocă.

b. *Șisturi calcaroase-marnoase, cenușii, încrețite* (bancul 67). Macroscopic rocile au un aspect șistos încrețit, culoare cenușie, fiind străbătute de o serie de diaclaze umplute cu calcit, uneori groase pînă la 1 cm.

Structura rocii este pelitică fiind alcătuită dintr-o pulbere fină calcaroasă și argiloasă. Organismele se întîlnesc cu totul sporadic. Se observă părți mai calcaroase alternînd cu părți mai argiloase. De obicei porțiunile calcaroase prezintă microfalieri și lentilizări. Totuși se observă cum porțiunile calcaroase pe alocuri au fost microcutate. Aceasta se poate explica prin faptul că masa calcaroasă respectivă nu mai este formată dintr-o cantitate mare de organisme, ci la alcătuirea ei intervine o pulbere fină din calcit intim asociată cu minerale argiloase. Aceasta face ca roca să fie mai plastică. Imediat ce apar organisme, roca devine mai rigidă și se produc microdecroșări. În secțiuni subțiri aceasta se observă bine în porțiunile care conțin fragmente de cochilii de inocerami care sînt sparte și deplasate.

Paralel cu aceste microcutări și microfalieri, datorită presiunilor puternice la care au fost supuse rocile, masa calcaroasă a fost puternic diaclazată permițînd circulația soluțiilor încărcate cu mineralizatori. S-a format astfel o rețea deasă de filonașe de calcit, cu grosimi de ordinul mi-

---

PLANȘA IV

Orizontul superior al stratelor de Nadanova

Rotalipora apenninica (O. Renz): fig. 51 (bancul 57); fig. 52—54 (bancul 58); fig. 55 (bancul 58).

R. cushmani (Morrow): fig. 56—59 (bancul 58).

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer): fig. 60—68 (bancul 58).

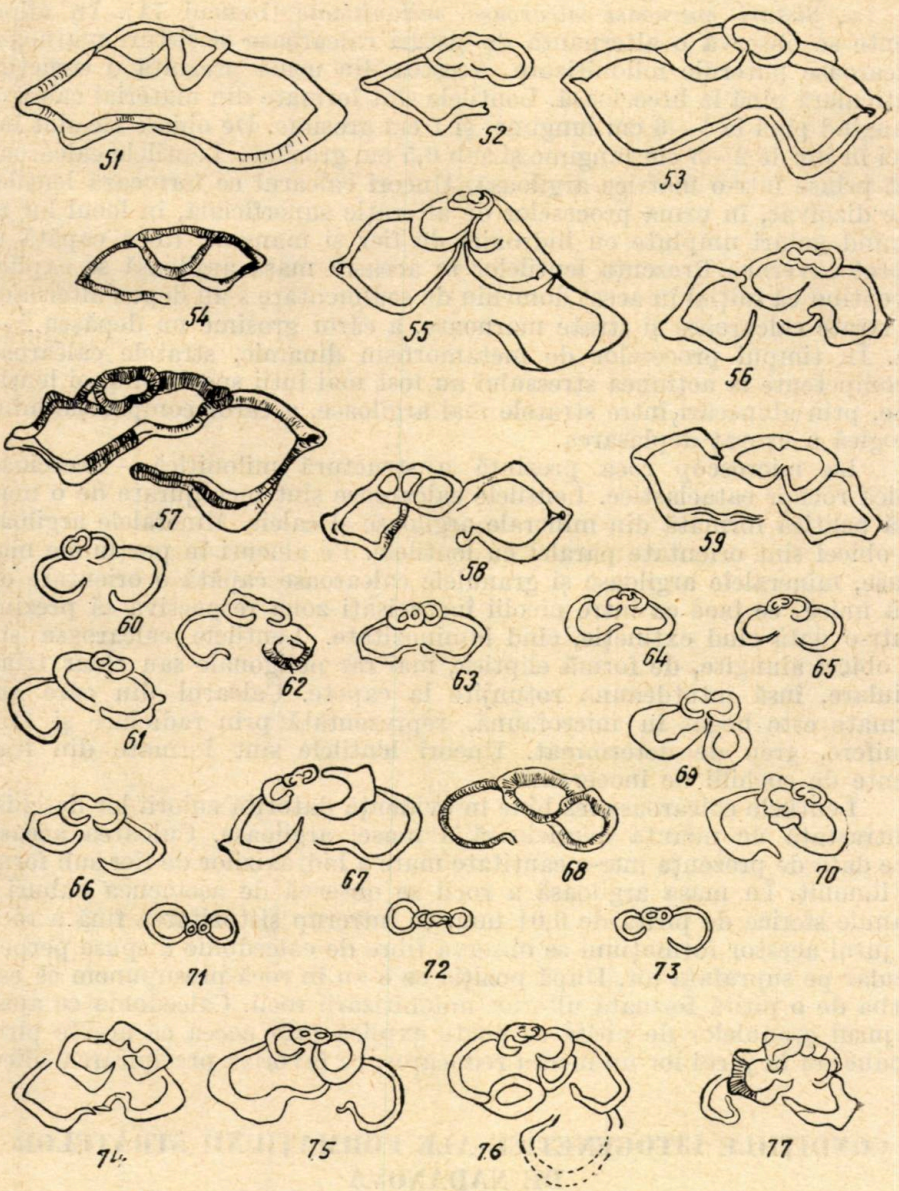
Pr. delrioensis var. *turbinata* (Reichel): fig. 69 și 70 (bancul 58).

Globigerinelloides pustulosa (Umiker): fig. 71 și 72 (bancul 58).

Ticinella roberti (Gand.): fig. 73 (bancul 58).

Globotruncana imbricata (Mornod): fig. 74—77 (bancul 58).

PLANŞA IV


51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
62
63
64
65
61
69
66
67
68
70
71
72
73
74
75
76
77
0,2 mm

cronilor. Adesea unele diaclaze sînt umplute cu limonit — aceasta mai ales în porțiunile argiloase.

c. *Șisturi marnoase-calcaroase milonitizate* (bancul 71). În aflorimente se observă o alternanță de șisturi calcaroase și șisturi marnoase-calcaroase puternic milonitizate. Acestea din urmă prezintă o structură lenticulară pînă la brecciosă. Lentilele sînt formate din material calcaros, ajungînd pînă la 5—6 cm lungime și 1 cm grosime. De obicei ele sînt mai mici în jur de 2—3 cm lungime și sub 0,5 cm grosime. Lentilele calcaroase sînt prinse într-o matrice argiloasă. Uneori calcarul ce formează lentilele este dizolvat, în urma proceselor de alterație superficială, în locul lor rămînînd goluri umplute cu hidroxizi de fier și mangan. Roca capătă un aspect cavernos. Prezența lentilelor în această masă argiloasă se explică, acceptînd că inițial în acest domeniu de sedimentare s-au depus alternanțe de strate calcaroase și strate marnoase, a căror grosime nu depășea 2—3 cm. În timpul proceselor de metamorfism dinamic, stratele calcaroase incompetente la acțiunea stressului au fost mai întîi sparte și apoi lentilizate, prin alunecări între stratele mai argiloase, a căror compoziție mineralogică a ușurat deplasarea.

La microscop roca prezintă o structură milonitică — brecciosă tipică rocilor cataclastice. Lentilele calcaroase sînt înconjurate de o masă fină pelitică formată din minerale argiloase și calcit. Mineralele argiloase de obicei sînt orientate paralel cu lentilele. Pe alocuri în porțiunile marnoase, mineralele argiloase și granulele calcaroase capătă o orientare optică unică, ce face ca între nicolii încrucișați zona respectivă să prezinte dintr-o dată cînd extincție, cînd luminozitate. Lentilele calcaroase sînt de obicei alungite, de formă eliptică, mai rar poligonale sau chiar triunghiulare, însă întotdeauna rotunjite la capete. Calcarul din care sînt formate este bogat în microfaună, reprezentată prin radiolari și foraminifere, greu de determinat. Uneori lentilele sînt formate din fragmente de cochilii de inocerami.

Lentilele calcaroase ies bine în evidență datorită culorii lor deschise, contrastată de nuanța negricioasă a masei argiloase. Culoarea aceasta este dată de prezența într-o cantitate mare a hidroxizilor de fier sub formă de limonit. În masa argiloasă a rocii se observă de asemenea cuburi și granule sferice de pirită de 0,01 mm, ce întrerup șistozitatea fină a rocii. În jurul acestor formațiuni se observă fibre de calcedonie dispuse perpendicular pe suprafața lor. După poziția ce o au în rocă presupunem că este vorba de o pirită formată ulterior milonitizării rocii. Calcedonia ce apare în jurul granulelor de pirită se poate explica prin aceea că aceste pirite produceau în jurul lor un mediu reducător, ce favoriza precipitarea silicei.

CONDIȚIILE LITOGENETICE ALE FORMAȚIUNII STRATELOR DE NADANOVA

Pentru a da o imagine cît mai apropiată de realitate asupra modului de formare a complexului sedimentar al stratelor de Nadanova va trebui să ținem seama de toate condițiile fizico-geografice și tectonice existente

în timpul depunerii acestei formațiuni, precum și de procesele ulterioare ce le-au suferit aceste roci. De la început trebuie să spunem că condițiile inițiale de formare a acestor roci sînt ascunse în mare măsură de influența diagenezei și metamorfismului dinamic, care au schimbat în parte sau radical aspectul lor primordial.

Lăsînd pe cît este posibil la o parte procesele diagenetice și metamorfice, vom căuta să explicăm condițiile de sedimentare ale acestor formațiuni.

În regiunea de care ne ocupăm în timpul barremian-apțianului era în plină dezvoltare faciesul de tip urgonian cu pachiodonte. Prezența acestui facies arată existența unei mări cu adîncime mică și a unui climat tropical, de tip mediteranean.

Faciesul urgonian se încheie prin calcare masive conținînd fragmente de calcare recifale și fragmente de moluște, precum și o microfaună reprezentată prin miliolide și textularide. Pe alocuri rocile prezintă o structură pseudo-oolitică. Aceste caractere arată că ne-am îndepărtat de faciesul recifal printr-o mișcare de coborîre.

Adîncimea apei trebuie să fi fost în jur de 100 m. Pentru această adîncime pledează fauna de miliolide și textularide, care astăzi trăiesc în sudul Floridei — după cum a arătat N o r t o n (citat după (14)) — la adîncimi cuprinse între 9 și 110 m și la temperatură de 18,9 — 24,8°.

Condiții asemănătoare probabil existau în timpul apțianului și în regiunea de care ne ocupăm. Faptul că nu apar depozite terigene se poate explica datorită izolării mării de continent prin barierele de recifi ce continuau probabil să se dezvolte în regiuni apropiate.

Mișcarea de coborîre se accentuează, astfel încît dintr-o dată peste calcare masive apare un banc de calcar fin gresos (bancul 2). Aceasta ne face să credem că era distrusă și bariera de recifi, sau au dispărut complet recifii printr-o mișcare bruscă de coborîre. Se stabilise o legătură cu largul mării și cu continentul. Faptul că în calcarul gresos întîlnim sideroză, leptoclorite și pirită, iar organismele sînt reduse ca număr, arată instalarea unui facies reducător, în care erau prezenți H_2S și o cantitate mică de CO_2. După concepția lui P u s t o v a l o v se instalase un facies leptocloritic (citat după (29)). O bună parte din sideroză provine prin transformările ulterioare suferite de leptoclorite după consolidarea rocii.

Regiunea de care ne ocupăm funcționa ca o depresiune, care continua să fie despărțită de mare prin praguri submarine. Marea avea condiții improprii pentru dezvoltarea organismelor. Organismele întîlnite sînt în cea mai mare parte pelagice (foraminifere și radiolari) sau nectonice (belemniți). Chiar dacă întîlnim plăci de echinoderme sau prisme de inocerami, locul lor de origine trebuie căutat în regiuni învecinate.

Trecerea de la calcarul urgonian la acest banc de calcar gresos se face brusc, iar schimbarea de facies apare și mai frapantă. Superpoziția stratelor arată o continuitate de sedimentare.

Un fapt însă este sigur : sîntem la un punct de cotitură în viața geosinclinalului. De unde la început exista un facies calcaros marin cu pachiodonte, dintr-o dată se trece la un facies calcaros, cu aport de terigene, iar microfauna este reprezentată în special prin foraminifere și radiolari.

Depresiunea instalată continuă să se adîncească mereu, dovadă secvența pozitivă 2—3—4. Calcarul gresos trece la șisturi marnoase-alevrolitice, arătînd totodată și o îndepărtare de coastă. Fundul continuînd să coboare, în această depresiune se depun sedimente din ce în ce mai fine pînă se încheie prin depozite coloidale și de precipitație biochimică. Sfîrșitul secvenței este marcat prin apariția unui banc de calcar cu chailluri (bancul 4). O dată cu trecerea la bancul 3 conținutul în organisme ajunge aproape la 60%, predominînd foraminiferele și prismele de inocerami. Prezența foraminiferelor pelagice arată legătura permanentă ce exista între această regiune și mare. Apa nu mai este contaminată ca în primul caz. Își fac apariția formele bentonice ca inocerami.

Calcarul cu silicifieri reprezintă o rocă depusă la adîncimea cea mai mare, deoarece întîlnim în el mai ales forme pelagice reprezentate prin radiolari și foraminifere, iar dintre formele bentonice spiculi de spongieri, plăci de echinoderme și prisme de inocerami. Plăcile de echinoderme și prismele de inocerami arată un oarecare grad de uzură, prin transportul de către ape.

Urmează alternanța 5—30, care poate fi interpretată ca oscilații ale fundului mării de ridicare și coborîre, observînd că în urma unei faze de depuneri de șisturi marnoase urmează o fază de depunere a calcarului cu silicifieri. De unde în faza marnoasă radiolarii sînt aproape absenți — un rol mare jucînd foraminiferele și inoceramii — în faza calcaroasă cu accidente silicioase ei apar într-o cantitate apreciabilă, ajungînd să depășească numărul de 100 indivizi pe cm^2 de rocă.

Prezența intercalațiilor bancurilor cu chailluri printre șisturile calcaroase confirmă și mai mult mișcarea de coborîre și ridicare a fundului bazinului de sedimentare. Șisturile calcaroase cu foraminifere și inocerami ce ajung să depășească în cantitate 50% din masa rocii, pot fi socotite la origine ca mîluri calcaroase asemănătoare mîlurilor actuale cu globigerine. Prezența inoceramilor arată însă că adîncimea lor de formare trebuie să fi fost mult mai mică decît cea în care se formează astăzi, și în nici un caz nu depășea zona batială.

Alternanțele de șisturi și calcare cu silicifieri se pot explica prin scufundarea sacadată a fundului bazinului marin. În timpul perioadei de scufundare exista un moment cînd aceasta se întrerupea. Începea depunerea coloizilor celor mai fini și precipitarea chimică. Treptat se acumula un depozit care ajungea să niveleze depresiunea inițială. Nivelul devenind același cu al zonelor învecinate începea să se dezvolte și aici viața bentonică, reprezentată prin lamellibranhiate. O dată cu începutul unei noi perioade de scufundare procesul se repeta.

În favoarea ipotezei de scufundare sacadată pledează și alurile curbelor de variație a conținutului în organisme. Acolo unde organismele calcaroase apar în număr mare (în special inoceramii și foraminiferele), organismele silicioase sînt în număr redus (radiolarii și spongierii). Curbele de variație a conținutului în foraminifere și prisme de inocerami prezintă un oarecare paralelism; același lucru observîndu-se și la celelalte curbe (radiolari și spiculi de spongieri).

Aceasta poate fi interpretată astfel :

— În momentul depunerii calcarelor cu silicifieri adîncimile depresiunii erau foarte mari — dovadă prezența radiolarilor și lipsa inoceramilor. Considerăm radiolarii ca organisme de mare adîncă ținînd seama de întreaga biogeneză, iar inoceramii ca organisme de adîncimi mai mici.

— Alternanțele de marne și calcare cu silicifieri pot fi privite și ca variații periodice ale temperaturii submarine. În perioadele de climă rece se dezvoltau în special organisme silicioase care după moarte duceau la formarea calcarelor cu silicifieri.

Organismele calcaroase apăreau în timpul unui climat mai cald, cînd se depuneau marnele calcaroase ce arătau totodată și un regim umed pe continent.

Apariția accidentelor silicioase în masa calcaroasă poate fi privită ca un proces oarecum singenetic. Prezența unei cantități mari de radiolari a făcut să se creeze în mîlul calcaros — și acesta în stare coloidală — centre de floculare ale silicei. Așa s-ar explica faptul că între masa calcaroasă și accidentul silicios există o trecere continuă. Între cele două mase în stare coloidală aveau loc procese de schimb bimetasomatic (din ambele părți) ce duceau, pe de o parte, la înlocuirea testurilor organismelor calcaroase prin silice și, pe de altă parte, a testurilor organismelor silicioase prin carbonați. Procesul era ajutat și de prezența materiei organice care ușura reacția.

Procesul acesta de silicifiere se producea după ce mîlul respectiv era îngropat sub o pătură oarecare de sedimente, ce exercitau asupra lui o presiune mare.

Mișcările pe verticală ale fundului marin încep să fie mai lente. Ultima apariție de silicifieri este în bancul 37.

Dacă ne vom întoarce puțin înapoi și ne vom aminti condițiile existente în timpul dezvoltării faciesului urgonian vom vedea că asistăm la schimbări fundamentale în condițiile paleoclimaterice.

Prof. Gh. Macovei consideră, în timpul cretacicului, existența pe continentul European a două provincii distincte din punctul de vedere al conținutului în organisme : o provincie nordică de tip germanic, cu un climat boreal și cu o faună ce conținea printre alte organisme și inocerami, și care ocupa o bună parte din teritoriul țării noastre ; la sud dezvoltîndu-se o provincie de tip mediteranean, cu un climat cald, ce favoriza dezvoltarea faciesurilor recificale cu caprotine (15).

Existența calcarelor urgoniene în Podișul Mehedinți arată că provincia mediteraneană ajungea în apțian pînă în regiunile noastre unde se instala un climat tropical.

În albian climatul regiunii s-a schimbat dintr-o dată. Recifii au dispărut și locul lor este luat de o faună reprezentată prin inocerami, belemniți, radiolari, spongieri și foraminifere ce arată un climat mai rece. Această schimbare a regimului climatic poate fi pusă pe seama mișcărilor tectonice care începuseră să se manifeste în regiunea de care ne ocupăm.

Prof. V. E. Hain spune că în perioadele de activitate tectonică intensă contrastele climatice se ascut (8).

Prezența inoceramilor în această regiune o vom întîlni aproape la toate nivelele profilului pînă în orizonturile cele mai superioare.

Cu cît ne ridicăm în coloana litologică numărul organismelor silicioase din bancurile calcaroase cu silicifieri scade. De asemenea scade și conținutul în chailluri. Se ajunge ca în orizontul 39 să fim în prezența unui banc de calcar masiv, gros de 4,5 m, fără nici o urmă de accident silicios. În bancurile calcaroase încep să apară într-o cantitate mare foraminiferele și inoceramii. Aceasta arată că fundul mării, care probabil atinsese maximum de adîncime în timpul depunerii calcarelor cu silicifieri, începe să se ridice.

De la bancul 39 în sus urmează un pachet de strate în care predomină termenii marnoși și marnoși-calcaroși. Bancurile calcaroase sînt subordonate ca grosime, variind între 20 și 30 cm. Cu cît ne ridicăm în coloană cu atît și aspectul lor se schimbă. Chiar dacă apar pachete de calcare ce depășesc uneori 100 cm grosime, acestea nu mai reprezintă un banc unic. Ele devin un pachet de bancuri a căror grosime variază între 5 și 30 cm. Aceasta merge pînă acolo încît se trece la șisturi calcaroase.

Pînă la bancul 58 faciesul predominant este cel al șisturilor marnoase-calcaroase. Radiolarii și spiculii de spongieri în bancurile calcaroase din acest pachet de strate ating dezvoltarea cea mai mare.

Predominarea depozitelor detritice fine presupune aporturi importante terigene. Distanța de țărm era destul de mare — în regiunea de care ne ocupăm ajungeau numai particulele fine, în stare de suspensie.

Deși ca aspect acest pachet de strate apare monoton, prezența bancurilor calcaroase cu radiolari și spongieri arată că din cînd în cînd se mai producea cîte o scufundare. Prezența organismelor silicioase într-un număr așa mare în masa calcarelor, ne face să presupunem că inițial compoziția chimică a rocii era alta. Roca era bogată în silice. Atît radiolarii cît și spiculii de spongieri au testul în cea mai mare parte calcifizat. Aceasta s-a produs în urma unei înlocuiri a silicei prin calcit după consolidarea sedimentului. Se observă tendința de recristalizare a calcitului, care adesea înglobează în masa unui romboiedru testuri de radiolari sau de foraminifere. Procesul de metasomatoză calcaroasă era ușurat și de presiunea la care erau supuse bancurile respective. Dovadă sînt numeroasele diaclaze umplute cu calcit ce străbat roca. Pentru ipoteza că roca inițială era mai silicioasă pledează și testurile de globorotalide, care adesea sînt silicifiate. Date fiind răspîndirea lor mică, în raport cu restul masei calcaroase, și transformarea completă a testurilor de radiolari și a spiculilor de spongieri în calcit ne fac să presupunem că această înlocuire s-a făcut într-un stadiu inițial. Această silice, fiind un mineral secundar, a rezistat proceselor de metasomatoză calcaroasă mai bine decît silicea primară a radiolarilor și spongierilor.

Spre partea superioară a acestui pachet de strate se observă intercalarea unor bancuri de șisturi marnoase-argiloase friabile clivate perpendicular pe direcția de stratificație. Această clivare are la origine o cauză tectonică.

După cum s-a văzut în descrierea petrografică a litotopilor și din cele ce rezultă din materialele grafice, sîntem în prezența unui pachet

de strate cu totul deosebite de cel din baza complexului stratelor de Nadanova, atît petrografic, cît și microfaunistic.

Argumente paleontologice pentru a preciza vîrsta acestui pachet de strate pînă în prezent nu avem. Totuși faciesul pe care îl prezintă, în special, prezența într-un număr mare a radiolarilor și spiculilor de spongieri îl deosebesc atît de pachetul din baza stratelor de Nadanova, cît și de pachetul ce urmează spre partea superioară a stratelor de Nadanova.

S-ar putea întîmpla să fie o situație asemănătoare cu cea citată de către J. Sigal (28) în regiunea Quenza din Algeria, unde sub bancul cu *Rotalipora appenninica* (O. Renz), considerat ca limită între albian și cenomanian, se găsește un nivel cu radiolari bine distinct, cu poziția stabilită în vraconian. Partea inferioară cuprinde puțin din albianul superior, iar cea superioară din cenomanianul inferior.

Probabil că și în cazul profilului nostru situația este similară — faptele rămînînd să fie dovedite. Acest pachet ar putea fi atribuit provizoriu vraconianului.

O dată cu depunerea bancului 57, condițiile mediului marin se schimbă. Încep să apară din nou termenii calcaroși în alternanță cu termeni marnoși-calcaroși; aceste alternanțe merg pînă acolo încît grosimile bancurilor scad mult, faciesul devenind monoton șistos, calcaros-marnos. Pe teren devine aproape imposibilă separarea pe litotopi. Se trece la separări pe pachete mari de alternanțe. Grosimea bancurilor scade într-atît încît se ajunge să observăm străturețe sub 1 cm grosime, asemănătoare unor varve.

Instalarea unui facies calcaros și a alternanțelor dese face să presupunem că fundul mării începe să fie din nou instabil, cu mișcări de balansare, în special spre partea superioară a pachetului. În baza pachetului bancurile sînt mai omogene, formate dintr-un singur termen și pe grosimi mari. Aici predomină șisturile calcaroase. Bancurile pelito-calcaroase au un ordin de grosime subordonat celor calcaroase.

Faptul că spre partea superioară a pachetului termenii devin din ce în ce mai detritici și cu alternanțe dese de bancuri calcaroase ne face să presupunem, ținînd seama totodată și de faune, că regiunea nu era prea mult îndepărtată de țărm, fundul mării rămînînd să fie adînc. Aceasta se explică prin prezența faunelor de globorotalide, radiolari și pteropode.

Fauna se schimbă și ea aproape complet în acest etaj. Ea este caracterizată prin prezența rotaliporelor. În special a lui *R. apenninica* (O. Renz) care-și face apariția din bancul 57.

Și culoarea rocilor se schimbă. De unde la început, în primele două pachete, predomina nuanța cenușie-negricioasă, acum rocile prezintă o nuanță verzuie. Schimbarea aceasta de nuanță ar putea fi explicată astfel: la începutul formării stratelor de Nadanova apele mării erau foarte bogate într-o microfaună care murea și cădea la fund. Pe fund acumulîndu-se cantități mari de organisme începea procesul de transformare a materiei organice. Datorită acestor transformări se instala un regim reducător, bogat în H_2S ce producea acid sulfuric, care accentua și mai mult procesul de reducere. Ca urmare a acestui proces se forma

într-un stadiu inițial monosulfura de fier (hidrotroilitul). Acesta în timpul proceselor ulterioare de diageneză trecea în bisulfură de fier, o formă mai stabilă. Noi o întîlnim astăzi sub formă de mici cuburi, uneori ajungînd pînă la 5 mm diametru (bancul 2).

V. C. P a p i u arată că stratele de Nadanova din regiunea Băilor-Herculane ca și șisturile negre din Carpații Orientali indică instalarea unor faciesuri euxinice (23).

Tot în favoarea unui mediu reducător, care continua să se manifeste în rocă și după depunere, pledează și existența în numeroase secțiuni subțiri a cristalelor de gips, care pseudomorfozează adesea prisme de inocerami sau alte organisme. Prezența gipsului se poate explica prin reacția ce avea loc între acidul sulfuric și masa calcaroasă.

La monosulfură de fier trebuie să adăugăm și existența materiei organice, care contribuia într-o măsură destul de mare la colorarea acestor roci.

În pachetul superior culoarea rocilor devine verzuie. În roci la microscop se observă apariția a numeroase paiete și ace de clorit. Se pare că sîntem în prezența unui leptoclorit de nuanță ușor gălbuie, ce s-a format în sediment în urma proceselor diagenetice.

În unele secțiuni se întîlnesc sferule alcătuite din leptoclorite verzui; culoarea verde a rocilor se poate explica în mai multe feluri:

1. Prin scăderea cantității de organisme care face ca mediul marin să fie mai puțin bogat în H_2S, deci mai puțin reducător, și această scădere în organisme pe seama:

2. Unei ridicări a fundului mării, sau a unei agitații continue a apelor care făceau ca mediul să fie continuu primenit.

3. Existența într-un număr mare a radiolarilor care de obicei se dezvoltă în regiuni cu activitate vulcanică intensă, ne face să presupunem că în aceste ape ajungeau și piroclastite foarte fine ce erau repede descompuse, din ele rezultînd leptoclorite.

La partea superioară a stratelor de Nadanova apare dintr-o dată între șisturi calcaroase-marnoase și marnoase-calcaroase un banc de gresie fină calcaroasă, gros de 2 m (bancul 76) ca un preludiu al faciesului de fliș ce-l întîlnim cu circa 10 m mai sus — gresia de Simaru de vîrstă cretacică superioară. Litologia flișului va fi tratată într-o lucrare ulterioară.

TECTONICA

Profilul stratelor de Nadanova arată o serie ritmică monoclinală, cu o direcție NNE și o cădere NNV de 30—70°. Panta stratelor crește cu cît ne urcăm în partea superioară a profilului.

Asupra stratelor de Nadanova a exercitat o acțiune puternică punerea în loc a pînzei Severinului și a pînzei getice, peste flișul cretacic superior, iar pe versantul stîng al văii direct pe strate de Nadanova. Efectele acestor șariaje s-au manifestat în rocă printr-un proces de metamorfism dinamic mai mult sau mai puțin accentuat. Influența stressului asupra stratelor de Nadanova începe să fie mai bine simțită în ultimul

etaj al lor. Stressul s-a manifestat diferit în funcție de compoziția petrografică a rocilor.

Rocile calcaroase suferă o laminare din ce în ce mai puternică cu cît ne apropiem de partea superioară a profilului. La început se observă apariția unor diaclaze fine umplute cu calcit ce străbat roca, și mici ruperi prin alunecare a microorganismelor. Apoi procesul se accentuează și constatăm alunecări ale fosilelor între planele de șistozitate, diaclazele devin foarte numeroase, prezentîndu-se în rocă ca adevărate rețele de vine de calcit.

Pe diversele trepte ale coloanei stratigrafice se observă prezența milonitelor. Acestea sînt roci tipice de metamorfism dinamic cu o structură lenticulară. Lentilele sînt alcătuite din calcare și înconjurate cu un material marnos. Pe teren, în aflorimente, structura apare ca aspect asemănătoare cu cea a budinajelor întîlnite în șisturile cristaline. Avem de-a face și aici cu un budinaj realizat între termeni sedimentari. Mecanismul formării acestor milonite cu structura lenticulară poate fi explicat astfel: în domeniul marin existau perioade cînd se depuneau alternanțe de calcare și marne în bancuri subțiri pînă la 1—2 cm. Bancurile calcaroase sînt mai rigide la acțiunile de deformare. Ele se comportă ca termeni incompetenți. Bancurile marnoase — dimpotrivă — avînd un conținut bogat în minerale argiloase și micacee se comportă ca un material plastic. De aceea în această structură ele apar ca plane de alunecare, între care sînt prinse lentilele de calcar.

Acțiunea stressului asupra ultimilor bancuri din seria stratelor de Nadanova este așa de puternică, încît se șterge aproape complet structura inițială a rocii, organismele sînt distruse, iar masa calcaroasă are tendința de recristalizare.

Culoarea rocilor devine din nou negricioasă. Această culoare ar putea fi explicată ca un rezultat al pătrunderii hidroxizilor de fier între planele de șistozitate combinată cu o pulbere fină argiloasă, negricioasă, formată în timpul alunecărilor lentilelor calcaroase între pachetele marnoase.

Institutul de petrol, gaze și geologie,
Laboratorul de petrografia rocilor sedimentare

К ЛИТОЛОГИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ НАДАНОВСКИХ СЛОЕВ

РЕЗЮМЕ

Литологическое исследование Надановских слоев проводилось с целью составления эталонной литологической колонки для сопоставления этих слоев со схожими образованиями прилегающих районов.

В первой части работы дается литологическое описание осадочных образований Надановских слоев, среди которых с петрографической и палеонтологической точки зрения выделяется два горизонта.

Нижний горизонт, представленный чередованием известковых и мергелистых, алевритовых сланцев и известняков, с местным развитием опок, с большим разнообразием переходных разновидностей, в основном черновато-серого цвета. Для этого горизонта характерно развитие форм Neohibolites minimus List. и богатая микрофауна радиолярий, фораминифер и спикулы губок. Среди других форм были определены: Ticinella roberti (Gand.), T. gaultina Morozova, Globigerinelloides pustulosa (Umiker), Praeglobotruncana delrioensis (Plummer), Thalmanninella ticinensis (Gand.) и т.д. Описанный горизонт отнесен к альбскому ярусу.

Верхний горизонт, более монотонного характера, представлен чередованием известковистых и мергелисто-известковистых сланцев в общем зеленовато-серого цвета. Палеонтологически горизонт охарактеризован богатой микрофауной радиолярий, фораминифер, спикулами губок и т.д. Среди этих следует отметить руководящие формы: Rotalipora apenninica (O. Renz), R. cushmani (Morrow), R. reicheli, а также Ticinellae и Praeglobotruncanae, указывающие на сеноманский возраст (s.l.) этого горизонта.

Во второй части работы, на основании детального сравнительного изучения литологии этих образований, дается истолкование условий отложения. Автор объясняет ритмическое отложение осадков, отраженное литологической клонкой, скачкообразным опусканием осадочного бассейна, обосновываясь на литологическом характере напластований и на палеонтологических данных.

В заключение приводятся тектонические соображения. Надановские слои слагают ритмическую толщу с моноклинальным падением с ССЗ — В под углами и от 30—70°, причем падение увеличивается в верхней части разреза. Крупные надвиги Северинского и Гетского покровов сильно отразились на стурктуре описанной толщи, вызвав явления развальцевания и милонитизации.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I. — Нижний горизонт Надановских слоев

Ticinella roberti (Gand.): рис. 1 (слой 1); рис. 2 (слой 8); рис. 7 (слой 14); рис 8,9 (слой 15); рис. 10—12 (слой 16); рис. 14—15 (слой 17); рис. 17 (слой 21); рис 18—19 (слой 26); рис. 21 (слой 6).

T. gaultina (Morozova): рис. 16 (слой 17).

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer): рис 3—4 (слой 8); рис. 5 (слой 11); рис. 6 (слой 12).

Praeglobotruncana — форма перехода; рис. 20 (слой 6).

Globigerinelloides pustulosa (Umiker); рис. 13 (слой 16).

Таблица II. — Нижний горизонт Надановских слоев

Ticinella roberti (Gand.): рис. 22 (слой 6); рис. 24—25 (слой 7); рис. 27 (слой 9); рис. 28 (слой 13); рис. 29 (слой 46); рис. 34 (слой 49); рис. 36 (слой 51).

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer): рис 23 (слой 6); рис 31 (слой 44); рис. 33 (слой 48); рис. 35 (слой 47).

Praeglobotruncana—форма перехода: рис. 30 (слой 39).
Globigerinelloides pustulosa (Umiker): рис. 26 (слой 7); рис. 32 (слой 40); рис. 37 (слой 53).

Таблица III. — Верхний горизонт Надановских слоев

Rotalipora apenninica (O. Renz): рис. 38—42,43—47 (слой 57).
Praeglobotruncana delrioensis (Plummer): рис. 48—50 (слой 57).
Pseudoclavulina cf. arenata (Cushman): рис. 46 (слой 57).

Таблица IV. — Верхний горизонт Надановских слоев

Rotalipora apenninica (O. Renz): рис. 51 (слой 57); рис. 52—54 (слой 58); рис. 55 (слой 58).
R. cushmani (Morrow): рис. 56—59 (слой 58).
Praeglobotruncana delrioensis (Plummer): рис. 60—68 (слой 58).
Pr. delrioensis var. turbinata (Reichel): рис. 69—70 (слой 58).
Globigerinelloides pustulosa (Umiker): рис 71—72 (слой 58).
Ticinella roberti (Gand.): рис. 73 (слой 58).
Globotruncana imbricata (Mornod): рис. 74—77 (слой 58).

Литологические колонки

I. Литологическая колонка нижнего горизонта Надановских слоев; м-б 1 : 100.
II. Литологическая колонка верхнего горизонта Надановских слоев; м-б 1: 1000.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE LA LITHOLOGIE DES COUCHES DE NADANOVA

RÉSUMÉ

L'étude lithologique des couches de Nadanova a été entreprise en vue d'établir une colonne lithologique étalon, qui permette de paralléliser cette formation avec d'autres formations similaires des régions avoisinantes.

Dans la première partie du travail, l'auteur donne une description lithologique des dépôts sédimentaires qui rentrent dans la composition de cette formation. Le complexe des couches de Nadanova comprend deux horizons distincts au point de vue pétrographique et paléontologique :

L'*Horizon inférieur*, consistant en une alternance de schistes calcaires-marneux-aleuritiques et calcaires, quelquefois avec des chailles, et possédant divers termes de transition. La couleur prédominante des roches est gris sombre. Au point de vue paléontologique, cet horizon est caractérisé par la présence de *Neohibolites minimus* List., ainsi que par

une riche microfaune de Radiolaires, Foraminifères et spicules de Spongiaires. Ont été identifiées, entre autres, les formes : *Ticinella roberti* (Gand.), *T. gaultina* Morozova, *Globigerinelloides pustulosa* (Umiker), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Thalmanninella ticinensis* (Gand.), etc. On a attribué à cet horizon l'âge albien.

L'*Horizon supérieur*, plus monotone, formé par une alternance de schistes calcaires et de schistes marno-calcaires, où prédomine la couleur gris-vert. Au point de vue paléontologique, cet horizon se distingue par un riche contenu micro-paléontologique de Radiolaires, Foraminifères, spicules de Spongiaires, etc. Une importance stratigraphique particulière revient, parmi ces formes, à : *Rotalipora appenninica* (O. Renz), *R. cushmani* (Morrow) et *R. reicheli*, ainsi qu'aux *Ticinellae* et *Praeglobotruncanae*, ce qui indique l'âge cénomanien (*s. l.*) de cet horizon.

Dans la seconde partie du travail, l'auteur donne une interprétation des conditions de sédimentation de cette formation, fondée sur une minutieuse étude de lithologie comparée. La sédimentation rythmique qui ressort de la colonne lithologique est expliquée par l'auteur comme la conséquence d'un affaissement saccadé du bassin de sédimentation. Cette explication est fondée sur le caractère lithologique des alternances et sur la teneur en microorganismes.

Le travail s'achève par des considérations tectoniques. Les couches de Nadanova forment une série à stratification, rythmique et présentent un pendage monoclinal N-NO-E de 30-70°, l'inclinaison des couches s'accentuant vers la partie supérieure du profil. Les forts charriages de la Nappe de Severin et de la Nappe gétique ont exercé une puissante influence sur cette formation, en y produisant des laminages et des mylonitisations.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I. — Horizon inférieur des Strates de Nadanova.

Ticinella roberti (Gand.) : fig. 1 (banc 1) ; fig. 2 (banc 8) ; fig. 7 (banc 14) ; fig. 8 et 9 (banc 15) ; fig. 10 à 12 (banc 16) ; fig. 14 et 15 (banc 17) ; fig. 17 (banc 21) ; fig. 18 et 19 (banc 26) ; fig. 21 (banc 6).

T. gaultina (Morozova) : fig. 16 (banc 17).

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer) : fig. 3 et 4 (banc 8) ; fig. 5 (banc 11) ; fig. 6 (banc 12).

Praeglobotruncana, formes de transition : fig. 20 (banc 6).

Globigerinelloides pustulosa (Umiker) ; fig. 13 (banc 16).

Planche II. — Horizon inférieur des Strates de Nadanova.

Ticinella roberti (Gand.) : fig. 22 (banc 6) ; fig. 24 et 25 (banc 7) ; fig. 27 (banc 9) ; fig. 28 (banc 13) ; fig. 29 (banc 46) ; fig. 34 (banc 49) ; fig. 36 (banc 51).

Praeglobotruncana delrioensis (Plummer) : fig. 23 (banc 6) ; fig. 31 (banc 44) ; fig. 33 (banc 48) ; fig. 35 (banc 47).

Praeglobotruncana, formes de transition : fig. 30 (banc 39).

Globigerinelloides pustulosa (Umiker) : fig. 26 (banc 7) ; fig. 32 (banc 40) fig. 37 (banc 53).

Planche III. — Horizon supérieur des Strates de Nadanova.
Rotalipora apenninica (O. Renz) : fig. 38 à 42 et 44 à 47 (banc 57).
Praeglobotruncana delrioensis (Plummer) : fig. 48 à 50 (banc 57).
Pseudoclavulina cf. *arenata* (Cushman) : fig. 43 (banc 57).

Planche IV. — Horizon supérieur des Strates de Nadanova
Rotalipora apenninica (O. Renz) : fig. 51 (banc 57), fig, 52 à 54 (banc 58) ; fig. 55 (banc 58).
R. cushmani (Morrow) : fig. 56 à 59 (banc 58).
Praeglobotruncana delrioensis (Plummer) : fig. 60 à 68 (banc 58).
Pr. delrioensis var. *turbinata* (Reichel) : fig. 69 et 70 (banc 58).
Globigerinelloides pustulosa (Umiker) : fig. 71 et 72 (banc 58).
Ticinella roberti (Gand.) : fig. 73 (banc 58).
Globotruncana imbricata (Mornod) : fig. 74 à 77 (banc 58).

Colonnes lithologiques interprétatives

I. Colonne lithologique de l'Horizon inférieur des Couches de Nadanova ; échelle 1 : 100.
II. Colonne lithologique de l'Horizon supérieur des Couches de Nadanova ; échelle 1 :1 000.

BIBLIOGRAFIE

1. ALEXANDROVICZ S., *Zespoły globotruncanen w turonie c kolic Krakowa — Polska*, Acta Geologica Polonica, 1956, **41**.
2. BRONNIMANN P., NOEL K. a. BROWN JR., *Taxonomy of the Globotruncaniden*, Ecl. geol. Helv., 1955, **48**, *2*.
3. CAYEUX L., *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires*, Paris, 1916.
4. — *Les roches sédimentaires de France*, Paris, 1929.
5. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX** (1936).
6. CODARCEA AL. şi MERCUS D., *Asupra vîrstei stratelor de Nadanova*, Comunicările Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *8*.
7. HAGN H. u. ZEIL W., *Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerschen Alpen*, Ecl. geol. Helv., 1954, **41**, *1*.
8. HAIN V. E., *Analiza formațiilor ca metodă a cercetărilor paleotectonice*, Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1960, *1*.
9. IORGULESCU TR., *Elemente de micropaleontologie aplicată*, Ed. tehnică, București, 1952.
10. КРЫМХОЛЬЦ Г., *Белемниты мезозойских отложений СССР. Монографии по палеонтологии СССР*, ГОНТИ, Москва, 1939.
11. KSIAZDIEWICZ M., *Jura i Kreda Backowie*, Rocznik Polskiego Towarzystva Geologicz nego., 1954, **XXIV**, *2—3*.
12. LAPPARENT J. de, *Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye*, Paris, 1918.
13. — *Leçons de pétrographie*, Paris, 1923.
14. LOMBARD A., *Géologie sédimentaire*, Paris, 1956.
15. MACOVEI GH., *Geologie stratigrafică*, Ed. tehnică, București, 1954.
16. MERCUS D., *Asupra prezenței Urgonianului în reg. Nadanova — Pod. Mehedinți*, Comunicările Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *9*.
17. MORNOD L., *Les Globorotalides du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises)*, Ecl. geol. Helv., 1949, **42**. *2*.

18. * * * *Основы палеонтологии*, Москва, 1959, **I**.
19. * * * *Основы палеонтологии моллюски*, Москва, 1958, **II**.
20. PAPIU V. CORVIN, *Cercetări geologice în Masivul Drocea (M-ţii Apuseni)*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1953, **V**, *1*.
21. — *Sedimentele marine actuale*, Bucureşti, 1957.
22. PAPIU V. CORVIN, BĂNCILĂ I. şi ARMAŞ I., *Reciful neocomian de la Gura Dâmboviţei*, Bibl. de geol. şi paleont., Acad. R. P. R., Ed. Acad. R. P. R., Bucureşti, 1957, **II**.
23. PAPIU V. CORVIN şi KIZYK A., *Asupra litologiei calcarelor recifale de la Băile Herculane*, Stud. şi cerc. geol., 1958, **III**, *1—2*.
24. PETTIJOHN I., *Sedimentary rocks*, New York, 1956.
25. REICHEL M., *Observations sur les Globotruncanes, du gisement de la Breggia (Tessin)*, Ecl. geol. Helv, 1949, **42**, 2.
26. RENZ O., *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen des Scaglia (Ober-Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin*, Ecl. geol. Helv., 1936, **29**, *1*.
27. РУХИН Л. Б., *Основы литологии*, Москва-Ленинград, 1953.
28. SIGAL J., *Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé*, XIXe Congrès Géol. international., Monogr. régionale Alger, 1952, seria I, *26*.
29. СВЕЦОВ М. С., *Петрография осадочных пород*, ГОНТИ, Москва, 1948.

STUDIUL SEDIMENTOLOGIC AL DEPOZITELOR APȚIENE DE LA PIETROȘIȚA (VALEA IALOMIȚEI)

DE

L. CONTESCU și N. GH. MIHĂILESCU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 14 februarie 1961

GENERALITĂȚI

1. SCOPUL LUCRĂRII

Cercetarea amănunțită a depozitelor cretacice, situate între valea Ialomiței și valea Dîmboviței, a pus în evidență marea varietate de tipuri litologice cuprinse în complexul aparent atît de unitar al gresiilor apțiene.

Progresele sedimentologiei în ceea ce privește analiza detaliată a secvențelor detritice, mai ales a celor ritmice și ciclice (fliș și molasă), ne-au pus la îndemînă cîteva metode noi, pe care am încercat să le folosim în cercetarea depozitelor apțiene. Metodele sedimentografice folosite oferă mai ales date cantitative, foarte necesare în studiile de litologie comparată. Ele permit de asemenea obținerea unor informații asupra mediului și modului de sedimentare a tipurilor litologice studiate.

Folosind o metodă de lucru nouă privind studiul elementelor din rudite, am căutat să vedem ce informații se pot obține prin ea, în scopul de a o putea extinde cu un grad de siguranță mai mare și la alte cazuri comparabile, dar cu o răspîndire areală mai mare. Am căutat ca studiul și calculul statistic să nu ducă la pierderea sensului geologic al fenomenelor, întrucît cercetarea analitică a elementelor rudacee nu este un scop în sine ci un mijloc suplimentar de studiu stratigrafic și paleogeografic [1]).

[1]) Ținem să aducem pe această cale mulțumiri acad. prof. G. Murgeanu pentru sprijinul pe care ni l-a acordat în abordarea și studierea de către noi a problemelor de sedimentologie și lui D. Patrulius pentru numeroasele sugestii pe care ni le-a dat.

2. DATE STRATIGRAFICE ŞI TECTONICE *)

Depozitele studiate fac parte din complexul gresiilor apţiene, ce urmează în general în continuitate de sedimentare stratelor de Comarnic (barremian-bedoulian). Vîrsta gargasiană a gresiilor este atestată atît de această suprapunere normală, cît şi de cele cîteva exemplare de ammoniţi găsite. În valea Ialomiţei, grosimea complexului este cuprinsă între 100 şi 250 m. El este alcătuit din pachete de gresii separate de marne, marno-argile şi mai rar de calcare sideritice ; uneori se individualizează intercalaţii de conglomerate de tipuri şi grosimi diferite. G. Murgeanu (22) menţionează prezenţa intercalaţiilor conglomeratice din complexul gresos al apţianului în Dealurile Gherţălău şi Cumpăna („La Comori"), pe versantul stîng al văii Ialomiţei, în împrejurimile Pietroşiţei.

Întregul ansamblu sedimentar al cretacicului inferior ia parte la alcătuirea anticlinalului Pietroşiţa (fig. 1). Gresiile apţiene suportă depozitele transgresive ale cretacicului superior.

METODA DE LUCRU

Studiul morfometric al elementelor din ruditele apţiene de la Pietroşiţa a fost executat în două staţii. Prima staţie (R) se găseşte în firul văii Ialomiţei, sub podul şoselei spre Sinaia, iar a doua staţie (P), la sud de valea Lupului, în Dealul Gherţălău. În aceste staţii sînt bine deschise două din tipurile de rudite apţiene.

Metoda de studiu folosită a depins de tipul ruditelor şi în special de gradul diferit de consolidare a matricei lor. Din această cauză vom expune pe rînd metodele folosite în cele două staţii.

1. Staţia P

Cantitatea mică de matrice a ruditelor şi gradul ei scăzut de consolidare au permis extragerea uşoară a elementelor. Asupra lor am executat măsurători pentru a le evalua forma, calculînd indicii de turtire (aplatisare)[1]), indicii de sfericitate[2]) şi de disimetrie[3]), raporturile lui Zingg, precum şi indicele de rotunjime[4]).

Am calculat sfericitatea folosind formula (1) :

$$\varphi = \sqrt[3]{b \cdot c / a^2}\,.$$

*) G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu şi D. Jipa, *Depozitele cretacice din bazinul văii Ialomiţei*, Rap. Arh. Com. Geol., 1958.

[1]) *Turtire* (*aplatisare*) : raportul dintre suma diametrului maxim (*a*) şi intermediar (*b*) şi dublul diametrului minim (*c*) al granulei (4).

[2]) *Sfericitate* : raportul dintre suprafaţa unei sfere cu acelaşi volum ca şi fragmentul cercetat şi suprafaţa granulei cercetate (34).

[3]) *Disimetrie* : raportul $\frac{AH}{a}$, în care AH reprezintă distanţa măsurată de-a lungul lui a (diametrul maxim) de la extremitatea granulei pînă la intersecţia lui a cu b (diametrul mediu). Prin definiţie raportul variază între 1 şi 0,5 (4).

[4]) *Rotunjime* : raportul dintre raza medie de curbură a vîrfurilor sau muchiilor şi raza de curbură a sferei maxime înscrise în proiecţia granulei (24).

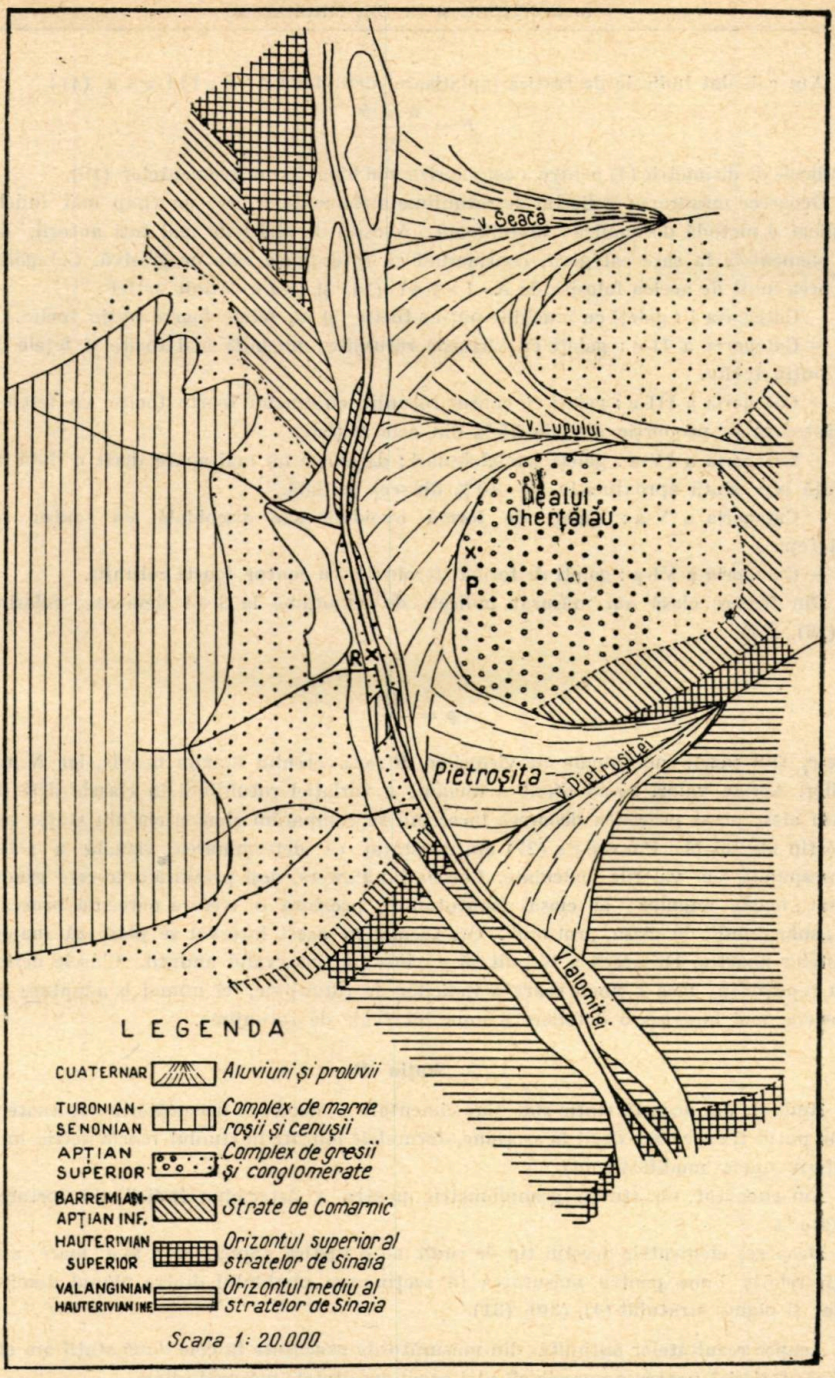


Fig. 1. — Schiţa geologică a împrejurimilor Pietroşiţei, cu amplasarea staţiilor P şi R (după ridicările efectuate de G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, D. Jipa).

Am calculat indicele de turtire (aplatisare) definit de A. C a i l l e u x (4):

$$F = \frac{a+b}{2c}$$

ca şi indicele de disimetrie (4) pentru a caracteriza mai bine forma elementelor (16).

Deoarece măsurarea indicelui de rotunjime a elementelor cere un timp mai îndelungat, am aplicat o metodă de analiză simplificată, folosită de altfel de mai toţi autorii. Am împărţit elementele în şase categorii, considerînd că rotunjimea este progresivă. Categoriile nu diferă prea mult de acelea folosite de A. J a y e t (14) şi le-am definit astfel:

— Categoria I: galeţi cu muchiile puţine tocite şi cu feţele foarte puţin tocite.

— Categoria a II-a: galeţi cu vîrfurile rotunjite, muchiile mai tocite şi feţele iniţiale foarte puţin tocite.

— Categoria a III-a: galeţi cu contur rotunjit, cu muchii foarte tocite, cu feţele ce se mai păstrează în proporţie pînă la 25% din cele iniţiale.

— Categoria a IV-a: galeţi semiglobulari; de obicei nu mai apare decît o faţă a cărei suprafaţă reprezintă aproximativ 30—40% din cea iniţială.

— Categoria a V-a: galeţi de formă ovoidală sau discoidală, cu contur rotunjit şi fără feţe.

— Categoria a VI-a: galeţi de formă sferoidală, cu contur foarte rotunjit.

Din fiecare clasă am măsurat indicele de rotunjime la 3—4 elemente, folosind formula (16), (34):

$$\rho = \frac{\frac{r_i}{R}}{N}$$

în care r_i sînt razele individuale ale vîrfurilor, R raza cercului maxim înscris, iar N numărul vîrfurilor. Aceste valori ne-au oferit o imagine a variaţiei rotunjimii în clasele definite mai sus. Am ales acest procedeu deoarece încercînd să comparăm elementele din staţie cu fotografiile tip ale lui M. P o w e r s (27) am constatat că determinarea vizuală a rotunjimii nu corespunde cu valorile calculate. Clasele lui Powers, deşi prezintă o trecere gradată de la clasa „foarte angular" la clasa „subrotund", prezintă o trecere oarecum bruscă de la clasa „subrotund" la clasa „rotund". Or, tocmai în acest interval se plasează majoritatea elementelor noastre. De aceea a trebuit să amănunţim intervalul amintit. Clasele definite de noi nu reprezintă însă o nouă scară a indicilor de rotunjime, ci numai o adaptare a scării lui Powers, mai bine zis o detaliere a unor intervale de rotunjime.

2. Staţia R

Ruditele din această staţie sînt bine cimentate şi, deoarece măsurătorile efectuate asupra lor n-au putut fi executate decît în secţiune, formulele folosite în studiul morfometric în volum au suferit unele modificări (4).

Am executat un studiu granulometric pentru a determina indicii de sortare şi de oblicitate [1]).

Deoarece elementele acestui tip de rudit au o turtire (aplatisare) mai mare, am avut condiţii relativ bune pentru măsurarea în secţiune a unghiului dintre planul dominant al galeţilor şi planul stratului (4), (30), (31).

Asupra rezultatelor obţinute din măsurătorile executate în cele două staţii am efectuat o analiză statistică pentru a aprecia cît mai exact rezultatele măsurătorilor.

[1]) *Oblicitate:* raportul dintre produsul pătrarelor şi pătratul medianei (24).

Pentru a vedea dacă media parametrilor măsurați (turtire, disimetrie, valoarea unghiului dintre planul stratului și planul dominant al galetului) este reprezentativă, am construit diagrame în care pe ordonată am notat valorile parametrilor analizați și pe abscisă numărul ele-

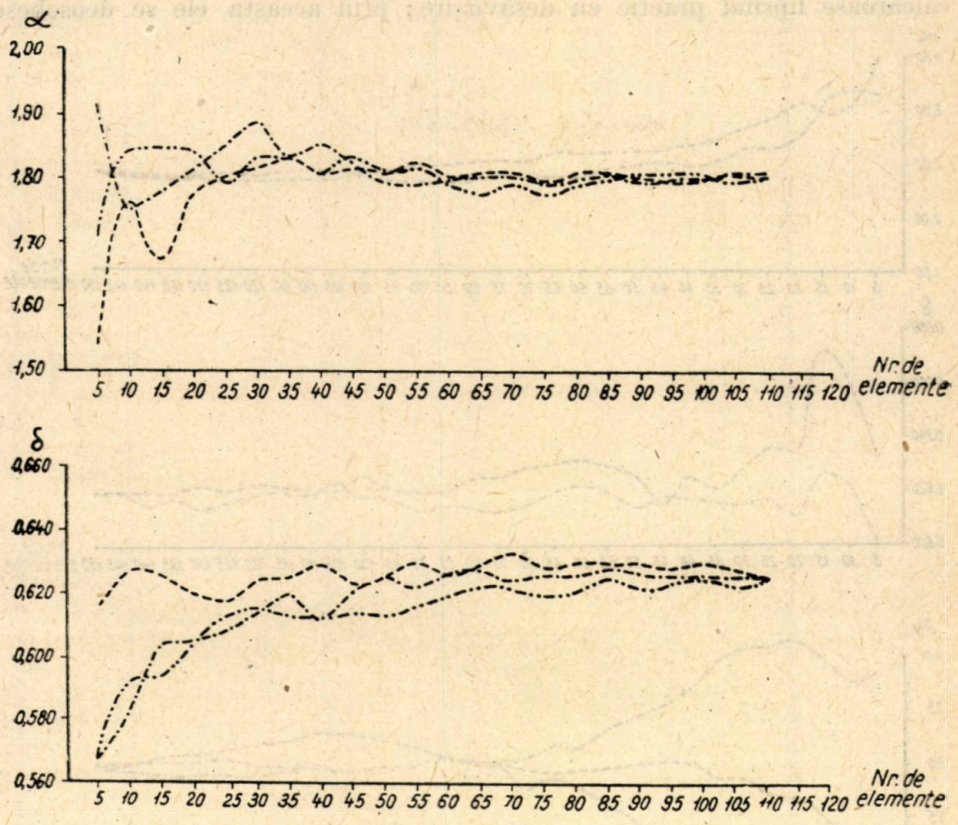


Fig. 2. — Diagrame pentru verificarea analitică a mediei turtirii (aplatisării) și disimetriei în stația P.

mentelor luate în considerare. În aceste diagrame se poate observa că, pe măsură ce numărul elementelor crește, variația valorilor mediilor tinde către 0. Diagramele arată și dacă numărul de măsurători efectuate este suficient (fig. 2 și 3).

STUDIUL PETROGRAFIC ȘI SEDIMENTOGRAFIC

1. SERIA ARENITO-LUTITICĂ

Arenitele se caracterizează printr-un litofacies uniform și un stratofacies foarte variabil.

a) Litofaciesul*)

Arenitele aptiene pot fi definite drept arenite terigene, clasticele calcaroase lipsind practic cu desăvîrşire; prin aceasta ele se deosebesc

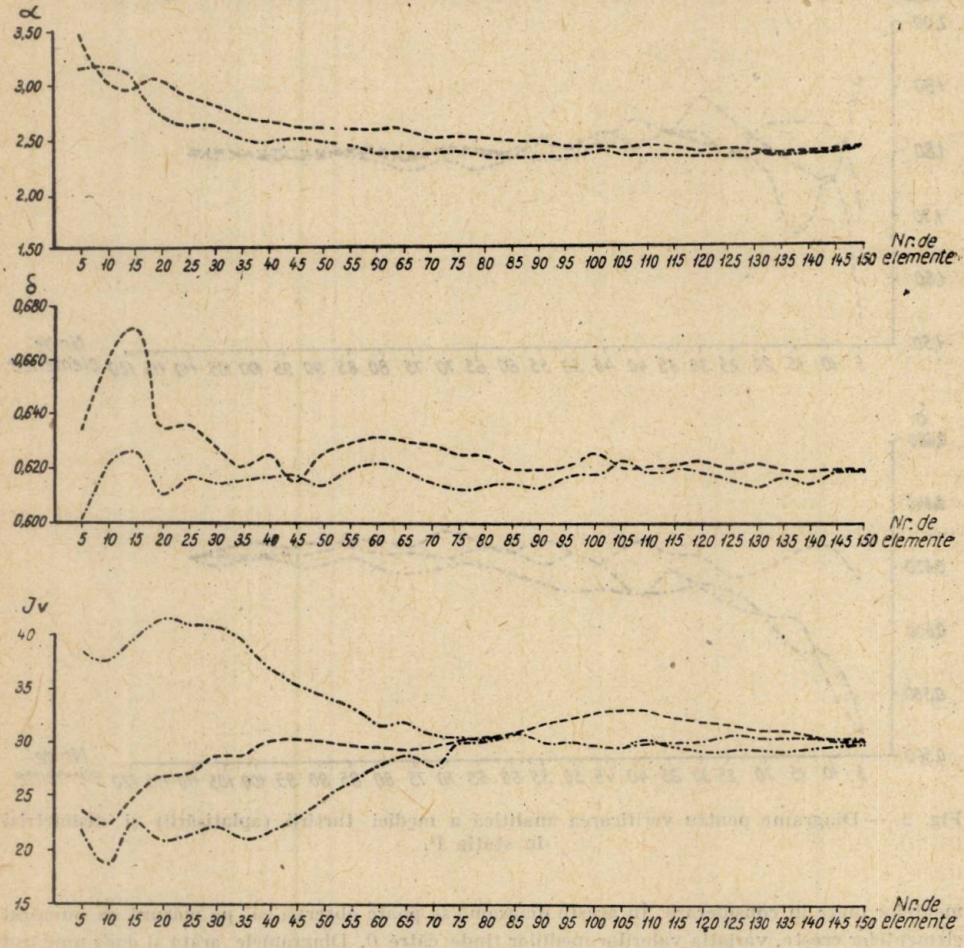


Fig. 3. — Diagrame pentru verificarea analitică a mediei turtirii (aplatisării), disimetriei şi valorilor unghiului dintre galet şi strat în staţia R.

de ruditele de aceeaşi vîrstă, în care elementele calcaroase sînt foarte numeroase.

Din punctul de vedere al compoziţiei mineralogice, mineralul predominant este cuarţul (între 85 şi 95%), apoi muscovitul şi sericitul,

*) *Litofacies*: aspectul litologic al unui termen litologic elementar sau al unei serii sedimentare, definit prin natura şi mărimea mineralelor şi fragmentelor de roci constituente, natura liantului, relaţiile sale cu mineralele (L. C.).

feldspații și calcitul. Mineralele grele și fragmentele de roci sînt rare, în schimb oxizii de fier sînt frecvenți. Repartiția micelor este cu totul neomogenă. Fragmentele de roci sînt constituite din asociații cuarțo-feldspatice, în care cuarțul are extincție ondulatorie, ceea ce indică o rocă de origine metamorfică. Tot aici includem și fragmentele de organisme calcitizate aproape complet, ce se pot considera ca un „clastic organic".

În ceea ce privește cuarțul, ce constituie majoritatea absolută a granulelor, el apare angular sau subangular și subrotunjit, dar niciodată cu toate muchiile și colțurile teșite sau rotunjite. Cuarțul are adesea (dar nu întotdeauna) extincție ondulatorie. Sortarea sa granulometrică este bună (1,30—1,38). Se poate spune în general că repartizarea dimensională a granulelor de cuarț nu este nici omogenă, dar nici dezordonată.

Feldspații (în cea mai mare parte plagioclazi) sînt rari și repartizați neomogen în masa rocii. Niciodată nu apar proaspeți, ci calcitizați sau sericitizați.

Toate granulele și cristalele sînt separate de un ciment calcitic, care, pe alocuri, a corodat chiar și fragmentele de cuarț. Cimentul este tulbure și are un aspect omogen. Repartiția sa este destul de uniformă și se poate observa pătrunderea lui pînă și în crăpăturile granulelor de cuarț.

Litofaciesul descris variază puțin la diferitele arenite. Variațiile mai importante se referă mai ales la mărimea granulelor, la frecvența feldspaților și a oxizilor de fier și la frecvența micelor. Forma și sortarea granulometrică a cuarțului, ca și raporturile cantitative rămîn însă în general aceleași.

b) Stratofaciesul*)

Elementul cel mai variabil al stratofaciesului arenitelor apțiene este grosimea stratelor și alternarea relativ neregulată a stratelor groase cu cele subțiri. Pentru a ilustra frecvența grosimii stratelor am măsurat o serie continuă de arenite și lutite și am construit histograme privind repartiția grosimii lor (separat pentru arenite și pentru lutite) (fig. 4). Grosimile au fost grupate în clase.

Frecvența maximă a grosimii stratelor este cuprinsă, în cazul arenitelor, în clasa 2—4 cm. Din histogramă rezultă dispersiunea relativ mare a grosimii stratelor și lipsa unei grosimi care să predomine în mod absolut. Trebuie să remarcăm că măsurătorile au fost efectuate într-o secvență de fliș, dar acolo unde depozitele apțiene nu mai au caracter ritmic și sînt reprezentate aproape numai prin arenite, variația grosimii pare mai mică. Și în cazul arenitelor apțiene se poate remarca un fenomen destul de general, și anume că între grosimea stratelor și dimensiunea particulelor există un raport direct proporțional.

În ceea ce privește stratificația, cea externă este bine pusă în evidență prin jonțiuri sau diasteme, pe cînd cea internă (litajul) este absentă sau puțin clară.

*) *Stratofacies* : aspectul stratonomic al unui termen litologic elementar sau al unei serii sedimentare, caracterizat prin grosimea sa, prin modul de stratificație internă și externă, aspectul suprafețelor de separație (L. C.).

Gradarea este prezentă şi evidentă mai ales la arenitele mai groase (şi implicit mai grosiere). Stratificaţia de curent ca şi mecanoglifele sînt rare şi adesea atipice.

Dacă vom încerca să comparăm arenitele apţiene studiate cu diferitele tipuri de arenite definite în lucrările clasice, se poate constata că ele nu se încadrează de fapt în nici o categorie. Ele nu se pot încadra în categoria grauwackelor, deşi sînt gresii de fliş. Nici categoria gresiilor litice nu este convenabilă, întrucît fragmentele de rocă sînt într-o cantitate redusă şi nu depăşesc procentual feldspaţii. Dar arenitele studiate nu pot fi definite nici ca ortocuarţite, datorită gradului mai redus de rotunjime a cuarţului şi lipsei complete a cimentului silicios. În general ele se apropie cel mai mult de grauwackele cuarţoase sau mai bine zis de protocuarţite, dar se deosebesc de acestea din urmă prin raritatea fragmentelor de roci şi printr-un ciment pur calcaros. De aceea este foarte probabil să nu fie vorba de protocuarţite şi, cu atît mai puţin, de ortocuarţite veritabile, ci de „grauwacke sau subgrauwacke levigate". Formarea lor se datoreşte unei alterări şi unei îndepărtări mai intense, pe parcurs, a componenţilor labili (feldspaţi, fragmente de roci) din nisipuri de compoziţie iniţial grauwackică (24).

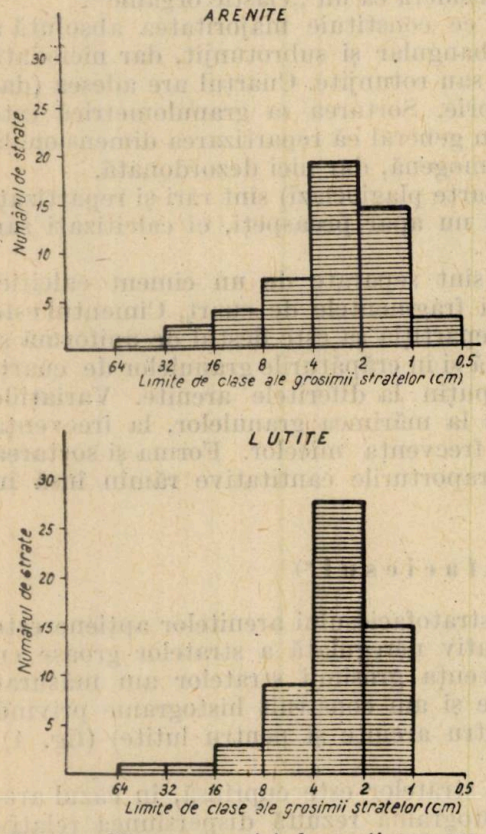


Fig. 4. — Histograme privind repartizarea grosimii stratelor de arenite şi lutite dintr-o succesiune de fliş.

Lutitele se caracterizează printr-un litofacies relativ variabil şi printr-un stratofacies tot atît de variabil ca al arenitelor.

a) Litofaciesul

Se pot deosebi două tipuri litologice distincte: marne şi marnocalcare sideritice. Nu a fost pusă în evidenţă prezenţa unor argile propriu-zise.

Marnele se caracterizează printr-o granulaţie fină şi omogenă. Culoarea este de obicei cenuşie-albăstruie, dar uneori feţele expuse devin

cafenii sau galbene-ruginii. Duritatea și gradul de compactizare sînt destul de ridicate.

Prin îmbogățirea în carbonați de calciu și de fier, marna trece la un marno-calcar sideritic ale cărui fețe au o culoare de alterație caracteristică galbenă-ruginie. Roca devine în același timp mai compactă.

În ceea ce privește raporturile dintre marne și marno-calcare sideritice, se poate observa că locul acestora din urmă în succesiunea secvențială este variabil, atît sub, cît și peste marne. Marno-calcarele sideritice nu par astfel a se individualiza ca un component litologic și granulometric diferit al secvenței, ci par a fi legate intim de marne. Aceasta constituie un motiv în plus de a îngloba atît marnele cît și marno-calcarele într-o singură categorie, aceea a lutitelor (13).

b) Stratofaciesul

Ca și în cazul arenitelor, se poate observa că grosimea lutitelor variază în limite largi. Histograma construită pentru a ilustra variația grosimii stratelor lutitice este asemănătoare cu cea privind arenitele (fig. 4). Frecvența maximă se încadrează în clasa 2—4 cm grosime de strat, iar cea imediat următoare în clasa 1—2 cm. Stratele mai groase de 8 cm și mai subțiri de 1 cm sînt accidentale; rezultă din aceasta că dispersiunea grosimii lutitelor este mai scăzută decît a arenitelor, primele fiind mai „grupate" și vădind prin aceasta o stratificație mai uniformă.

Stratificația externă este de regulă bună. Stratificația internă apare cu totul sporadic datorită prezenței în anumite puncte a laminelor nisipoase de colorație mai deschisă. În acest caz marna apare vărgată, cu benzi submilimetrice de compoziție litologică și granulometrică diferită.

Ritmicitatea a putut fi studiată avînd certitudinea că succesiunea deasă de strate măsurate este monoclinală și normală, pe baza construirii unor ritmograme (fig. 5). Ele arată o succesiune activă, pozitivă, binară (21). În funcție de grosimea lor, se pot separa trei grupe de secvențe: secvențe subțiri (pînă la 4 cm), secvențe medii (între 4 și 10 cm) și groase (peste 10 cm). Se poate observa că în unele secvențe grosimea fracțiunii lutitice este mult mai mică decît a fracțiunii arenitice; în altele se observă cazul invers și, în sfîrșit, la un al treilea tip de secvență, grosimile sînt aproximativ egale.

Nu pare posibilă stabilirea unei ordini de succesiune a secvențelor în funcție de grosimea lor. Se poate remarca doar că în general una sau două secvențe groase sînt separate de cîteva secvențe subțiri și medii (de obicei 3—4).

În ceea ce privește limita dintre arenitul și lutitul unei aceleiași secvențe, ea este netă. Nu am observat, cel puțin în secțiunea studiată, o tranziție între ele.

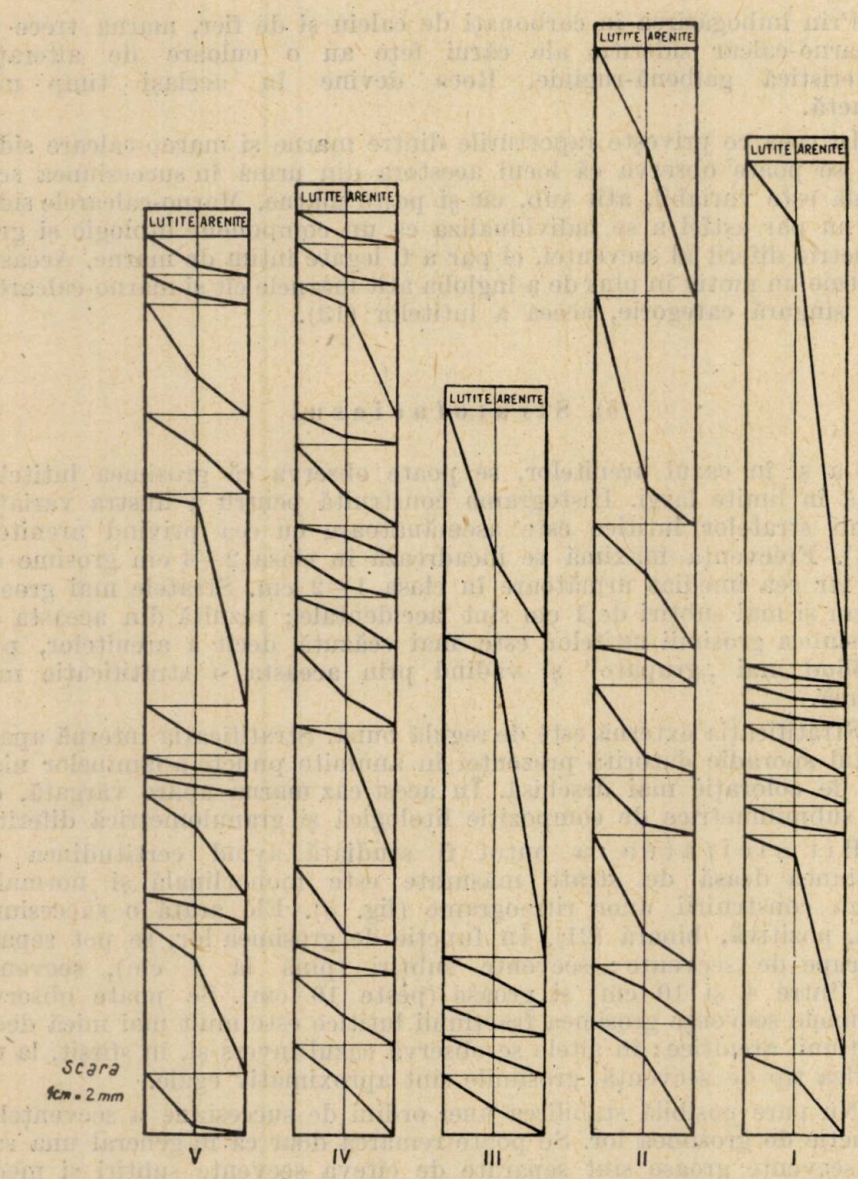


Fig. 5. — Ritmograme construite pentru o succesiune neîntreruptă de secvențe active, pozitive, binare (începînd cu baza coloanei I și sfîrșind cu partea superioară a coloanei V).

2. SERIA RUDITICĂ

Întrucît ruditele din stația P (Dealul Gherțălău) sînt mult deosebite de cele din stația R (firul văii Ialomiței) ele trebuie descrise pe rînd.

În cadrul analizei litofaciale vor trebui să fie studiate separat elementele rudacee și matricea lor.

RUDITELE DIN STAȚIA P

a) Litofaciesul

Elementele rudacee în stația P sînt constituite din roci sedimentare și roci metamorfice, primele fiind net predominante.

Elementele de roci sedimentare sînt reprezentate prin gresii, gresii-marnoase, diferite tipuri de calcare și calcarenite, precum și din marno-argile, ce constituie galeți moi.

O secțiune subțire [1]) printr-o gresie cuarțitică roșie-violacee arată că este formată în majoritate din granule de cuarț, cu care se asociază rare paiete de muscovit și clorit și foarte rare granule de feldspați plagioclazi. Cimentul de atingere și de pori (26) este format din calcit. În masa rocii apar granule și zone de aglomerare de material feruginos. Roca este comparabilă cu cuarțitele cu puțin ciment, din triasicul inferior (werfenian).

Un alt tip de gresie cuprinde numeroase cristale de ortoză și de plagioclazi parțial sericitizate și calcitizate, precum și granule de cuarț. Masa de bază este constituită din granule fine de cuarț și feldspat. Roca, de culoare cenușie-verzuie, poate fi considerată o gresie feldspatică.

Au mai fost găsite și elemente de marno-gresii de culoare albă-cenușie, ce conțin fragmente de cuarț și paiete de mică într-o masă calcaroasă-limonitică. Roca este de tipul marnelor greso-calcaroase din dogger-callovian inferior.

Cea mai mare parte a elementelor rudacee este de natură calcaroasă. Printre ele am putut deosebi:

Calcare negre, uneori cenușii, bituminoase, cu spărtură așchioasă, străbătute de o rețea de diaclaze fine umplute cu calcit. La microscop se observă foarte rare granule de cuarț (0,03—0,04 mm) și rare organisme calcitizate. Calcarele ar putea fi de vîrstă triasic medie.

Calcare dolomitice cenușii-albăstrui, cu spărtură concoidală. În secțiuni subțiri roca este fin granulară, dar se observă prezența a numeroși romboiedri de dolomit și rare fragmente de organisme dolomitizate, uneori cu forme de filamente. Acest tip este asemănător calcarelor dolomitice din triasicul inferior mediu.

---

[1]) Mulțumim pe această cale lui D. Patrulius pentru numeroasele indicații oferite în timpul studierii secțiunilor subțiri.

Calcare marnoase albe-cenuşii, fine, aproape criptocristaline, cu spărtură concoidală sau neregulată, avînd rare paiete de muscovit şi zone alterate cu aspect limonitic; posibil triasice.

Calcare cenuşii-negricioase, parţial recristalizate, cu fragmente de cochilii subţiri de lamellibranhiate şi cu zone de aglomerare de material limonitic. Rareori apar şi granule mici de cuarţ de 0,5—0,25 mm. Şi aceste calcare ar putea aparţine triasicului.

Calcare cenuşii, cu aspect zaharoid. La microscop se observă că sînt constituite dintr-o masă de calcit fin granular în care apar rare fragmente angulare de cuarţ şi paiete de muscovit şi clorit. Procentul de fragmente de natură organică este important. Calcarele pot fi atribuite malmului.

Calcare albe-roz, parţial recristalizate, cu fragmente de organisme. La microscop se observă că este vorba de calcarenite cu elemente puţin sortate, dar bine rotunjite. Clasticele organice (textularide şi oftalmide) sînt uneori abundente. Cimentul este format din calcit larg cristalizat. Calcarele sînt asemănătoare celor din malmul recifal sau din urgonian.

Calcarenite fine, albe-cenuşii sau roşcate, parţial pseudo-oolitice, cu foraminifere de tipul textularidelor şi oftalmidelor, cu plăci de echinoderme şi fragmente de brachiopode. Ele provin din malmul superior sau din urgonian.

Calcarenite albe cu foraminifere de talie mare, spiculi de echinide, plăci de crinoide şi fragmente gălbui de cochilii ce ar putea reprezenta fragmente de pachyodonte. Şi aceste calcarenite pot proveni din malmul superior sau din urgonian.

Calcare fine, albe-cenuşii sau verzui, cu cruste de alteraţie limonitică. În secţiuni subţiri se observă că în masa calcitică apar granule de glauconit cu contururi rotunde, umplînd uneori testul unor foraminifere. Se întîlnesc şi foarte rare fragmente de cuarţ bine rotunjit, precum şi rare oolite şi fragmente de organisme calcitizate.

Calcare albe, porţelanoase, fin granulare, cu rare organisme calcitizate. Printre ele am putut recunoaşte o formă de *Amphorellina* sp., aff. *A. lanceolata* Colom şi un exemplar de *Stenosemellopsis* sp.(?). În regiunea Fieni (Piatra-Ursului) apar calcare foarte asemănătoare cu cele descrise, care prezintă şi zone silicifiate de culoare cenuşie-negricioasă. Între elementele rudacee din staţia P am găsit şi jaspuri cenuşii-negricioase, uneori cafenii, formate dintr-o masă de silice criptocristalină în care apar sferulite de calcedonie, jaspuri întrutotul asemănătoare silicifierilor de la Piatra-Ursului. Calcarele fine cu glauconit şi cele albe porţelanoase aparţin după toate probabilităţile cretacicului inferior.

Calcare cenuşii, fin granulare, uneori oolitice şi cu diaclaze fine umplute cu calcit. Posibil ca şi ele să fie neocomiene.

Calcare albe-cenuşii, cu spărtură concoidală, cu corali şi rare oolite, de vîrstă probabil urgoniană.

Rocile metamorfice sînt reprezentate numai prin tipul mezokatazonal (granite gnaisice şi gnaise). Au fost întîlnite elemente dintr-un granit gnaisic roşu, holocristalin, conţinînd ortoză şi plagioclazi albitici

puțin sericitizați, cuarț și muscovit. De asemenea se găsesc elemente dintr-un gnais cenușiu-roșcat cu ortoză, feldspați plagioclazi (în cantitate redusă), cuarț cu extincție ondulatorie și foarte puțin muscovit. În plus s-au găsit și elemente de paragnaise cu biotit, foarte puțin muscovit, ortoză, plagioclazi în cantitate redusă și rare cristale de apatit. După R. Dimitrescu[1]) rocile metamorfice descrise nu par să provină din zonele apropiate ale cristalinului Carpaților Meridionali (gnaisul de Cumpăna și celelalte serii din Creasta Coziei și Munții Făgărașului).

Matricea ruditelor este în cantitate redusă și constituită dintr-un material marno-argilos fin. Se pot observa totuși granule de cuarț avînd dimensiuni de 0,3—0,05 mm. Matricea umple numai golurile dintre elementele care, de cele mai multe ori, se ating între ele.

b) Stratofaciesul

Stratificația lipsește cu desăvîrșire (fig. 13 și 14). Dispunerea elementelor — bine rotunjite în general — se face haotic, fără o așezare și orientare preferențială și fără nici o sortare granulometrică. La o privire mai atentă se observă că „pasta" ce leagă elementele este constituită de fapt din bulgări și galeți moi de marno-argile cenușii, sau chiar din fragmente de strate puternic contorsionate. În alte puncte nu se mai poate recunoaște însă nimic din vreo stratificație sau o aglomerare a marnelor. Aspectul general al deschiderii este în bună măsură asemănător aceluia al unei argile cu blocuri sau al unui tillit (fig. 13). Astfel de depozite au fost descrise sub numele de tilloide (24) (mîluri conglomeratice asemănătoare tillitelor dar nu de origine glaciară). Se admite astăzi că tilloidele reprezintă o depunere din curgeri sau alunecări submarine.

c) Aspectele de suprafață ale elementelor rudacee

Suprafața elementelor este în general mată și aspră. Ea prezintă uneori striuri paralele și subparalele, cu o lungime pînă la 7—10 mm și o lățime de 0,25—0,75 mm. Striurile au forma unor șanțuri alungite sau, mai rar, sînt în formă de „cap de cui". Este posibil ca ele să fi fost produse de clastice mai dure (cuarț) în timpul transportului spre locul de sedimentare. Finețea lor exclude posibilitatea ca ele să fi fost inițiale; dacă era așa, fără îndoială că ar fi dispărut în timpul transportului. Multe elemente prezintă și semne de ciocnire, iar o mare parte din ele au niște „adînciturі", ce s-au format la contactul dintre elemente, probabil în timpul compactizării depozitelor, cînd s-au produs dizolvări la contact datorită presiunii. Carbonatul de calciu s-a depus imediat sub formă de cruste de calcit, în special în jurul punctelor de contact dintre elemente.

[1]) Comunicare verbală.

RUDITELE DIN STAŢIA R

a) Litofaciesul

Elementele rudacee sînt mult mai puţin diverse decît în staţia P. Ele sînt constituite din calcare şi calcarenite precum şi dintr-un procent redus de roci metamorfice.

Compoziţia petrografică procentuală medie este următoarea :

Calcare	75,28%	Gnaise cu biotit	0,16%
Cuarţite	13,85%	Gresi	0,75%
Gnaise	2,70%	Cuarţi	0,59%
Gnaise cu ortoză	1,60%	Alte roci	2,51%
Paragnaise	0,91%		

Rocile sedimentare sînt reprezentate aproape exclusiv prin calcare şi calcarenite de tip Stramberg, cenuşii şi albe, cu spărtură aşchioasă, conţinînd fragmente de organisme şi de calcare sub formă de granule clastice, oolite şi pseudo-oolite. Cimentul calcitic este larg cristalizat.

Dintre rocile metamorfice menţionăm cuarţitele de diverse culori (albe, negricioase, verzi) ce conţin uneori muscovit şi sericit. De asemenea apar gnaise şi mai rar micaşisturi cu biotit, muscovit, cuarţ şi feldspaţi. Aceste tipuri nu par a proveni din seria de Cumpăna sau din celelalte serii din Munţii Făgăraşului [1]).

Matricea constituită dintr-un material arenitic fin, mai grosier la baza bancurilor, conţine cuarţ, predominant cu extincţie ondulatorie, mice (biotit, muscovit şi clorit), feldspaţi şi fragmente de roci (gnaise şi calcare). Matricea este la rîndul ei cimentată cu calcit.

b) Stratofaciesul

Ruditele din talvegul văii Ialomiţei au o stratificare bună, de ordinul bancurilor de 50—100 cm, grosimea bancurilor fiind destul de uniformă (fig. 15).

Elementul cel mai caracteristic al stratofaciesului este, în cazul de faţă, stratificaţia internă (litajul), care este de tipul stratificaţiei gradate multiple şi uneori pensimetrice. Am studiat în detaliu 4 strate, separate unele de altele prin diasteme sau prin jonturi lutitîce.

În funcţie de dimensiunea elementelor, s-au putut separa 6 clase, denumite în ordinea scăderii dimensiunii medii a granulelor *A*, *B*, *C*, *D*, *E*, *F* (fig. 6). Se constată însă că în cadrul unui strat nu are loc descreşterea dimensiunilor în mod liniar de la *A* la *F*. Dimpotrivă, apare clară asocierea a 4 clase (*A*, *B*, *D*, şi *E*), pe de o parte, şi a celorlalte două (*C* şi *F*), pe de altă parte. Astfel, între două diasteme se individualizează, în cadrul unui ritm, mai multe microritmuri sau, mai bine zis, ritmuri de ordinul II. În primul strat, care este gradat normal, lipseşte fracţiunea

[1]) R. Dimitrescu, comunicare verbală.

A, succesiunea fiind B, D, E. În cel de-al doilea strat se găsește un ritm de ordinul II de tip A, B, D, E complet și două ritmuri succesive de ordinul II de tip C, F. La baza stratului, sub clasa A (cea mai grosieră), se găsește un nivel de arenite din clasa F, astfel încît depunerea în cadrul acestui strat nu a început cu fracțiunea cea mai grosieră, ci dimpotrivă, cu cea mai fină. În ansamblu stratul este gradat multiplu și pensimetric.

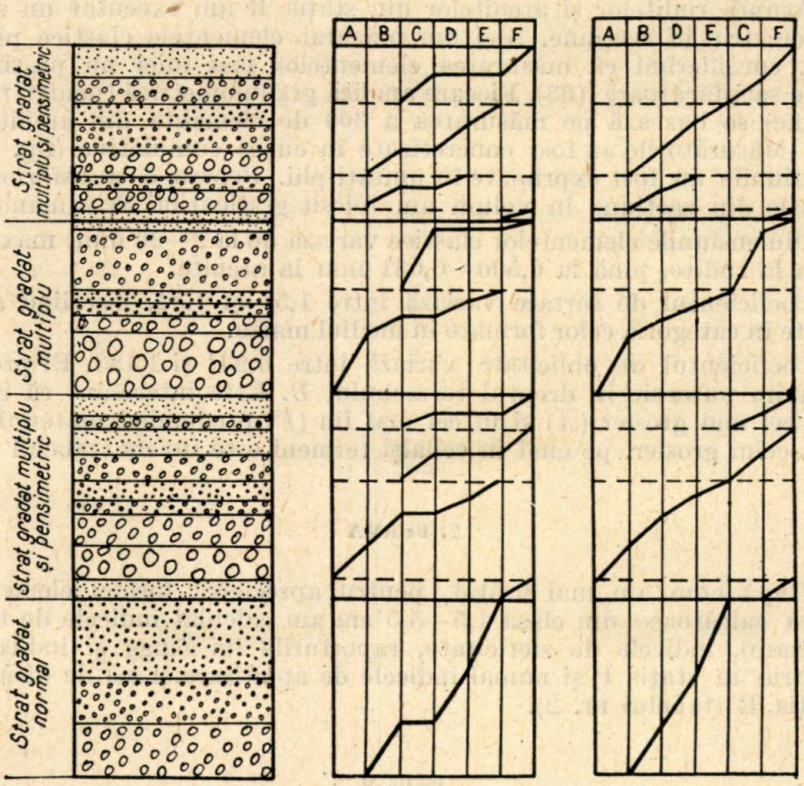


Fig. 6. — Stratificația internă a 4 bancuri de rudite din stația R (în prima ritmogramă, fracțiunile granulometrice sînt dispuse în ordinea scăderii granulometriei; în a doua, ele sînt grupate conform ritmurilor de ordinul II).

Cel de-al treilea strat cuprinde un ritm de ordinul II de tip A, B, D, E și un altul de tip C, F; în ansamblu stratul este gradat multiplu. În sfîrșit ultimul strat, cel de-al patrulea, are și el o textură complicată, fiind compus din două ritmuri de ordinul II de tip A, B, D, E (dintre care primului îi lipsesc fracțiunile A și E și celui de-al doilea fracțiunea A) și dintr-un ritm de ordinul II de tip C, F. Baza stratului este și aici constituită din fracțiunea cea mai fină F. Stratul, în totalitatea lui, este gradat multiplu și pensimetric.

Explicarea formării unor astfel de strate complexe este dificilă și vom reveni mai departe.

STUDIUL STATISTIC

1. GRANULOMETRIA

Asupra ruditelor şi arenitelor din staţia R am executat un studiu granulometric în secţiune. Aici am măsurat elementele clastice pînă la 1 mm, considerînd că măsurarea elementelor mai mici nu prezintă o precizie satisfăcătoare (33). Fiecare analiză granulometrică (pentru fiecare fracţiune) se bazează pe măsurarea a 300 de elemente din arenite sau rudite. Măsurătorile au fost concretizate în curbe cumulative (fig. 10,*a*). Dimensiunile au fost exprimate în unităţi phi. Pentru a transforma măsurătorile din secţiune în volum am folosit graficul lui Friedmann (10).

Dimensiunile elementelor clastice variază de la 2—20 mm, maximum 42 mm la rudite, pînă la 0,500—0,031 mm la arenite.

Coeficientul de sortare variază între 1,57 şi 1,34, înscriind aceste depozite în categoria celor formate în mediul marin.

Coeficientul de oblicitate variază între 0,931 şi 1,183. El prezintă un maxim puternic în dreptul termenului *B*. Este interesant că în termenul cel mai grosier (*A*) şi în cel mai fin (*F*) predomină materialul fin asupra celui grosier, pe cînd în ceilalţi termeni este invers (tabelul nr. 1).

2. FORMA

După cum am mai arătat, pentru aprecierea formei elementelor ruditice calcaroase din clasa 4,5—5,5 cm am calculat indicele de turtire (aplatisare), indicele de sfericitate, raporturile lui Zingg şi indicele de disimetrie în staţia P şi numai indicele de aplatisare şi cel de disimetrie în staţia R (tabelul nr. 2).

Staţia P

Indicele de turtire (aplatisare) variază între 1,06 şi 2,04 (fig. 7), mediana[1]) fiind 1,76. Intervalul mare în care variază valorile indicelui de turtire, ca şi repartiţia relativ uniformă a valorilor în tot acest interval indică un transport în mediu fluviatil (după rezultatele obţinute de A. Cailleux) (fig. 9).

Valorile indicelui de sfericitate variază între 0,554 şi 0,867, majoritatea valorilor plasîndu-se în clasele 0,6—0,8 (fig. 7). Sortarea valorilor indicelui de sfericitate este mare (1,08), indicînd probabil o acţiune uniformă a agentului de eroziune şi transport asupra fragmentelor de rocă.

[1]) *Mediana*: mărimea faţă de care 50% din material este mai mare şi 50% mai mic (24).

Tabelul nr. 1

Mediana, sortarea şi oblicitatea frecvenţei dimensiunilor clasticelor din bancurile gradate (rudite-arenite) în staţia R

Bancul / Indici	*A*	*B*	*C*	*D*	*E*	*F*
Mediană	2,35	2,10	0,1119	0,17	1,50	0,0854
Sortare	1,56	1,57	1,56	1,76	1,35	1,34
Oblicitate	$\bar{1}$,96895	0,26245	0,11394	0,02938	0,30103	$\bar{1}$,99034

Tabelul nr. 2

Media aritmetică, mediana, sortarea şi oblicitatea frecvenţei distribuţiei sfericităţii, aplatisării, disimetriei şi valorii unghiului dintre galet şi strat

Staţia	Sfericitate (φ)				Aplatisare (α)				Disimetrie (δ)				Unghiul dintre galet şi strat (Iv)			
	media aritmetică	Md	S_o	S_k	media aritmetică	Md	S_o	S_k	media aritmetică	Md	S_o	S_k	media aritmetică	Md	S_o	S_k
R	—	—	—	—	2,461	2,28	1,16	$\bar{1}$,961	0,650	0,610	1,16	$\bar{1}$,986	30°12′	32°	1,34	$\bar{1}$,958
P	0,720	0,710	1,08	0,698	1,804	1,76	1,16	$\bar{1}$,994	0,625	0,630	1,09	$\bar{1}$,986	—	—	—	—

Valoarea coeficientului de oblicitate arată şi ea o uniformitate a valorilor indicelui de sfericitate, cu o uşoară tendinţă de predominare a valorilor mai mari ale acestuia.

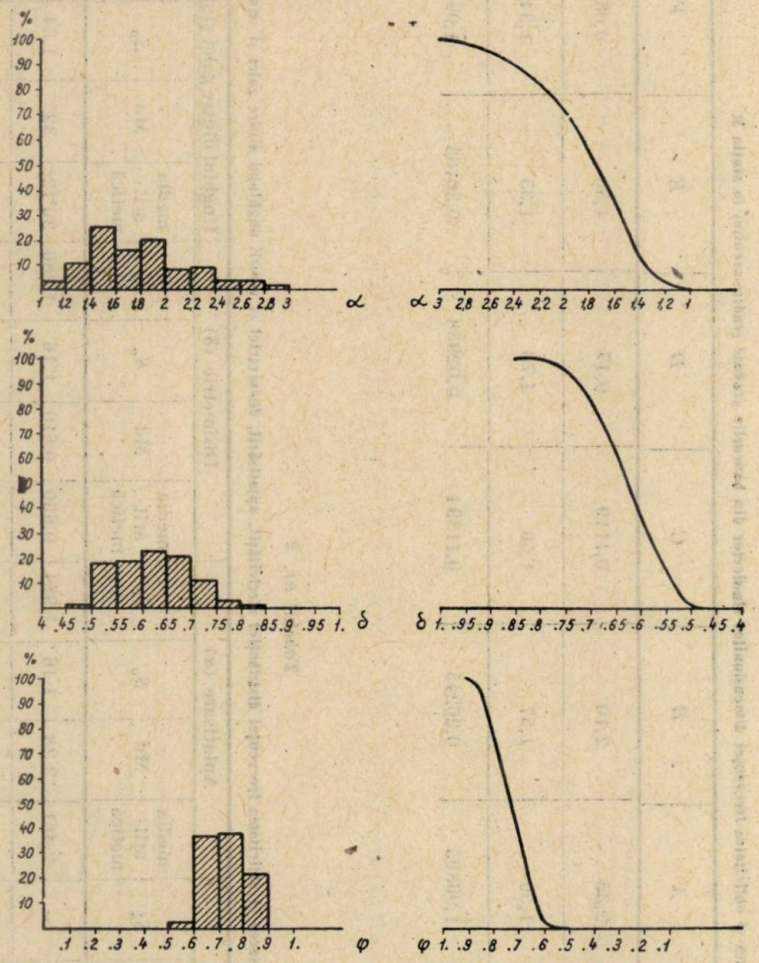


Fig. 7. — Diagrama de distribuţie a frecvenţei indicilor de turtire (aplatisare) (α), disimetrie (δ) şi sfericitate (φ) în staţia P.

Pentru verificare, am determinat sfericitatea şi pe cale grafică, calculînd raporturile b/a şi c/b. Încadrînd în clasele lui Zingg formele elementelor, constatăm următoarea repartiţie: discuri 48,68%, sferoide 38,85%; bastonaşe 7,08% şi lamele 5,33% (fig. 8). Elementele sferice sau în formă de bastonaşe au tendinţa de a fi transportate prin tracţiune, pe cînd cele cu forme discoidale sau lamelare sînt transportate mai ales în suspensie (1). Se poate observa că în staţia P raportul între aceste două categorii de elemente, funcţie de modul lor de transport, este aproape $^1/_1$.

Indicele de disimetrie variază între 0,5 și 0,85, majoritatea valorilor plasîndu-se în clasele 0,50—0,70. Deși valorile indicelui de disimetrie variază într-un interval mare, totuși ele se grupează în cea mai mare

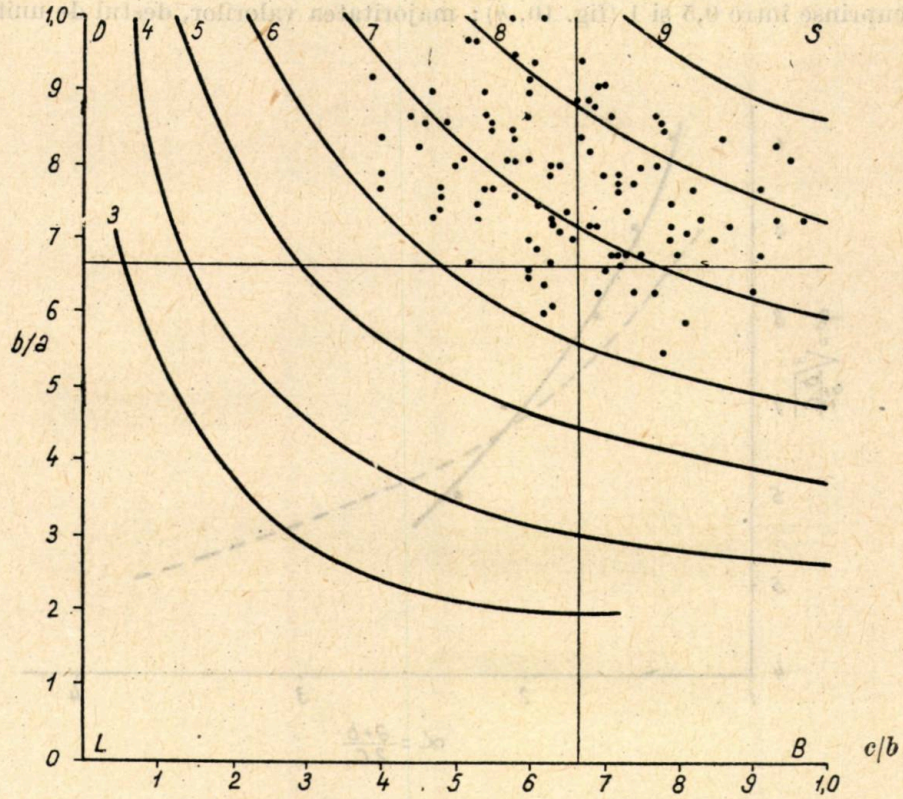


Fig. 8. — Diagramă privind determinarea grafică a indicelui de sfericitate în funcție de raporturile *b/a* și *c/b* (cifrele din dreptul curbelor indică valoarea indicilor de sfericitate; liniile paralele cu abscisa și ordonata delimitează clasele lui Zingg); *D*, discuri; *S*, sferoizi; *L*, lamele; *B*, bastonașe.

parte în intervalul de valori considerat de A. Cailleux drept caracteristic elementelor transportate în mediul fluviatil (12).

Stația R

Valorile indicelui de turtire (aplatisare) efectuate la măsurători în secțiune variază între 1,06 și 5,25 (fig. 10, *b*). Majoritatea valorilor se plasează însă în intervalul 1,5—3 (mediana 2,28). După A. Cailleux

(4), (5) indicele de turtire pentru depozitele de plajă (uzate în mediul marin) variază între 2,5 şi 3,8. Majoritatea valorilor obţinute de noi se plasează în acest interval.

Indicele de disimetrie (după măsurători în secţiune) prezintă valori cuprinse între 0,5 şi 1 (fig. 10, *b*); majoritatea valorilor, destul de uniform

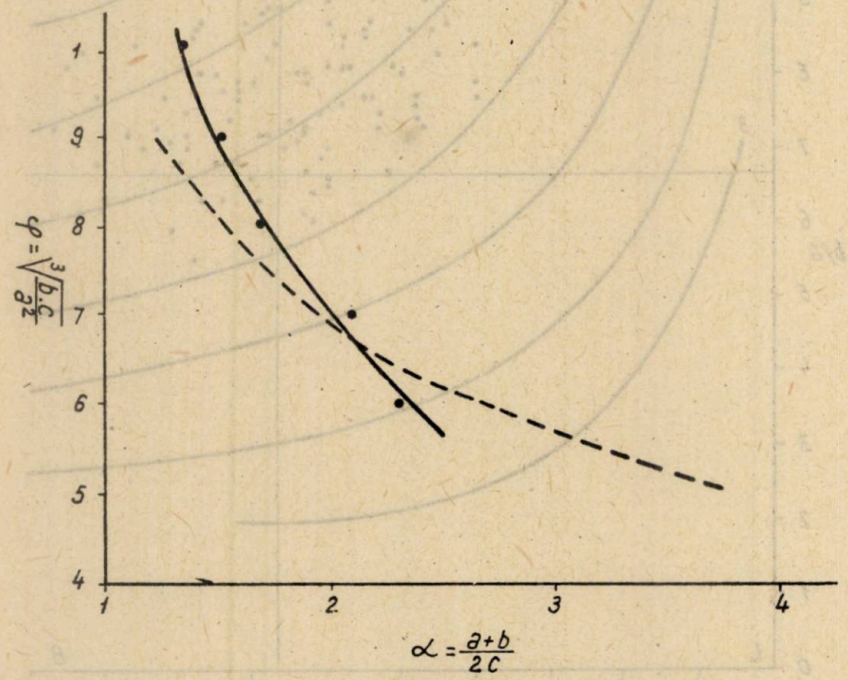


Fig. 9. — Relaţia dintre indicele de sfericitate (φ) şi media aritmetică a indicelui de turtire (aplatisare) (α) în staţia P. Linia întreruptă reprezintă relaţia teoretică între φ şi α, presupunînd distribuţia uniformă a raporturilor *b/a* şi *c/b*.

repartizate pe clase, se încadrează însă în intervalul 0,450—0,750. Se observă o uşoară tendinţă de predominare a valorilor mici.

3. ROTUNJIMEA

Studiul rotunjimii elementelor a fost executat numai în staţia P. Am arătat într-un alt capitol modul în care am apreciat rotunjimea elementelor. Repartiţia procentuală pe clase a rotunjimii este următoarea

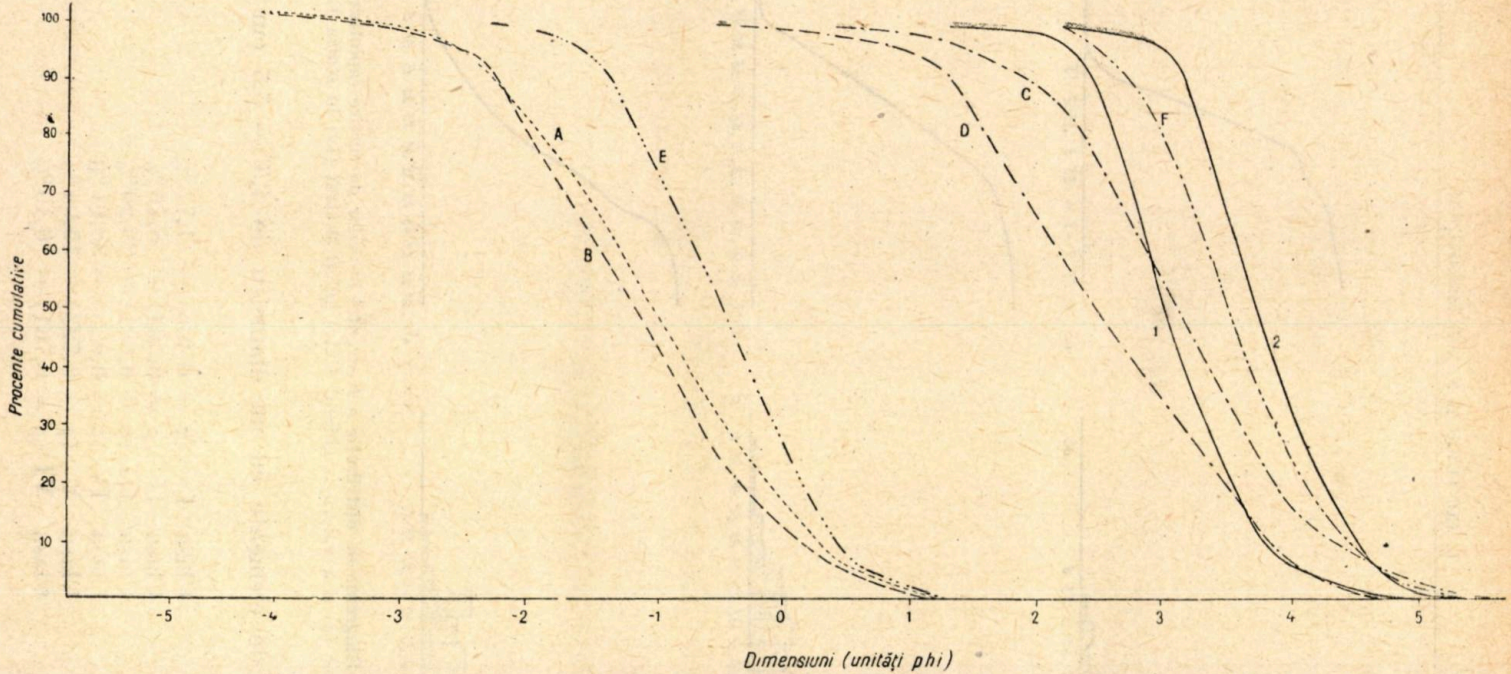


Fig. 10, *a*. — Distribuția frecvenței dimensiunilor clasticelor din bancurile gradate (*A*, *B*, *C*, *D*, *E*, *F*) și a arenitelor din secvențele de fliș (*1* și *2*) în unități phi în stația R.

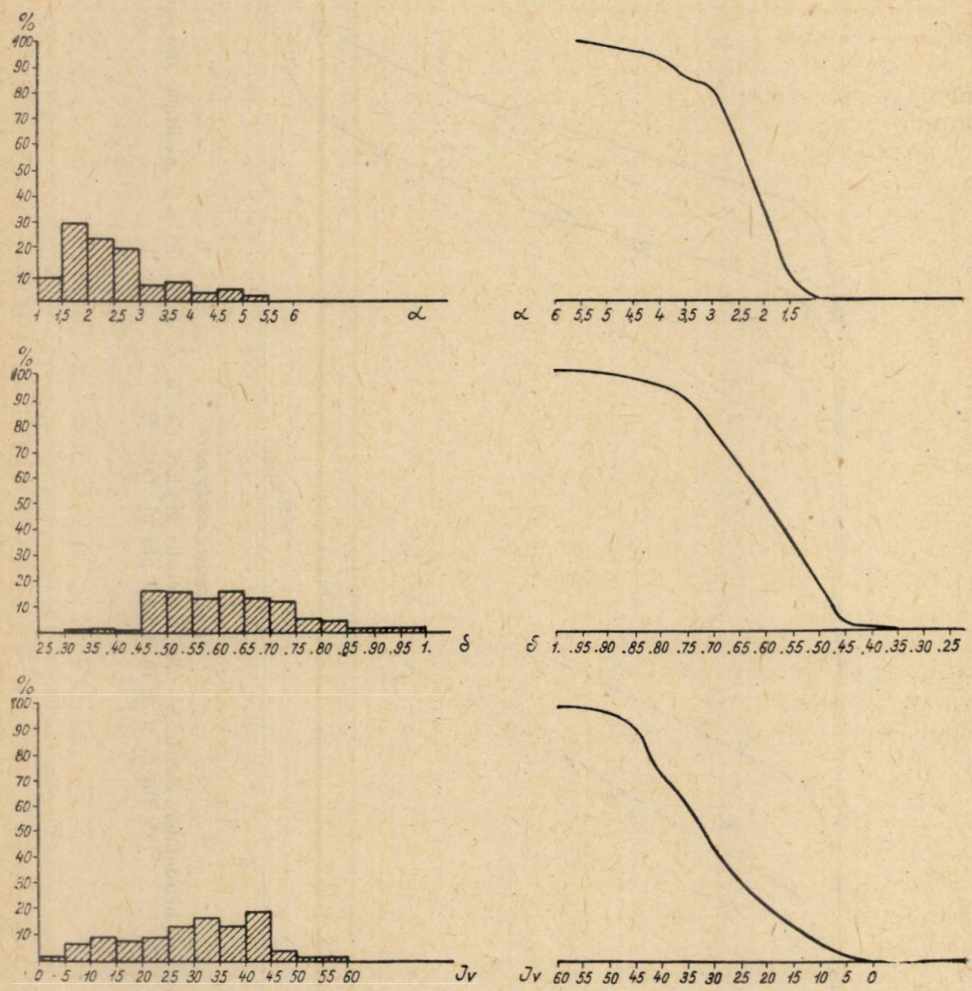


Fig. 10 *b*. — Diagrame de distribuţie a frecvenţei indicilor de turtire (aplatisare) (α), disimetrie (δ) şi a valorii unghiului dintre galeţi şi strat (Iv) în staţia R.

(pentru clasa de elemente cu un diametru de 4,5 — 5,5 cm studiată de noi):

Clasa I ($\rho = 0{,}436$) — 1,77%
Clasa II ($\rho = 0{,}564$) — 8,76%
Clasa III ($\rho = 0{,}621$) — 29,20%
Clasa IV ($\rho = 0{,}623$) — 38,91%
Clasa V ($\rho = 0{,}723$) — 15,04%
Clasa VI ($\rho = 0{,}761$) — 6,19%

Majoritatea valorilor indicelui de rotunjime a elementelor se plasează în intervalul 0,6—0,75 (fig. 11).

Uniformitatea indicelui de rotunjime arată că este posibil ca elementele calcaroase să provină toate din aceeași arie. Totodată, această uniformitate arată că forța agentului de transport a acționat uniform și constant asupra clasticelor.

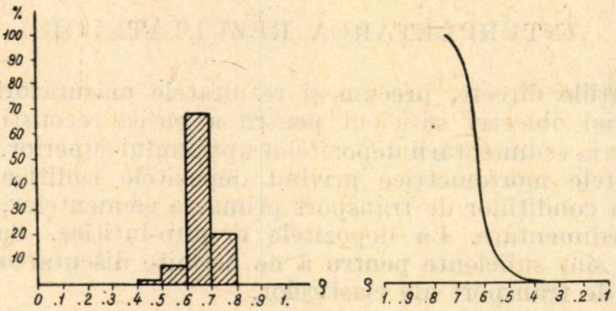


Fig. 11. — Diagramă de distribuție a frecvenței indicelui de rotunjime în stația P.

Dacă valorile obținute de noi sînt trecute într-o diagramă rotunjime-distanță se observă că elementele au străbătut o distanță de aproximativ 20 km în mediul fluviatil (25). Trebuie să arătăm că această distanță de transport reprezintă numai un ordin de mărime și nu o distanță precisă.

4. UNGHIUL DINTRE PLANUL GALETULUI ȘI PLANUL STRATULUI *)

Am executat măsurători (în secțiune) ale acestui unghi în stația R, deoarece textura ruditelor din Dealul Gherțălău (stația P) nu permite astfel de studii.

În stația R am obținut următoarele rezultate (fig. 10, *b*) :

— Majoritatea valorilor variază între 10 și 40° (valoarea minimă măsurată fiind de 7°, iar cea maximă de 60 °).

— Valorile se repartizează destul de uniform în diferitele clase, cu o ușoară predominare a valorilor mai mici.

— Mediana este în jurul valorii de 32°.

Valorile obținute de noi indică prezența în mediul de sedimentare a unui curent unidirecțional (3), ce pare să fi avut sau o viteză mare sau o densitate ridicată. Este totuși puțin probabil ca viteza curentului să fi fost foarte mare, deoarece roca nu ar mai prezenta acum o textură atît de regulată ; de aceea pare mai probabilă o densitate ridicată.

*) Unghiul diedru evaluat în primul cadran în grade sexagesimale, format de planul de stratificare și planul dominant al galetului (planul ce trece prin *a* și este paralel cu *b*) (4).

Toţi galeţii măsuraţi au un unghi de aşezare în raport cu suprafaţa de stratificaţie mai mic decît unghiul de înclinare al stratului în raport cu planul orizontal (poziţia stratului este E—V/73 N).

Am avut posibilitatea să determinăm poziţia în spaţiu a 10 galeţi. Dacă rabatem stratul în plan orizontal rezultă că direcţia de aport a materialului este dinspre SSV către NNE (fig. 12, *a* şi *b*).

INTERPRETAREA REZULTATELOR

Observaţiile directe, precum şi rezultatele măsurătorilor oferă un suport material obiectiv suficient pentru a putea reconstitui, în parte cel puţin, istoria sedimentării depozitelor apţianului superior.

Rezultatele morfometrice privind depozitele ruditice permit discutarea atît a condiţiilor de transport primar a elementelor, cît şi a condiţiilor de sedimentare. La depozitele arenito-lutitice, datele de care dispunem nu sînt suficiente pentru a ne permite discutarea în amănunt a condiţiilor de transport ale clasticelor.

1. CONDIŢIILE DE TRANSPORT ALE ELEMENTELOR DIN FRACŢIUNEA RUDITICĂ

De la început trebuie făcută o precizare: elementele ce constituie depozitele descrise au suferit un transport multiplu în medii diferite. Aici va fi vorba numai de transportul din locul de origine a materialului pînă în zona marină, urmînd ca transportul în mediul marin să fie analizat o dată cu condiţiile de sedimentare.

Analiza morfometrică a elementelor a arătat deosebiri notabile între ruditele din staţia P (Dealul Gherţălău) şi cele din staţia R (firul văii Ialomiţei) (tabelul nr. 2).

Staţia P

Valorile indicilor de turtire (aplatisare) şi disimetrie arată că elementele au suferit un transport fluviatil. La rîndul lui, indicele de rotunjime indică acelaşi lucru şi, în plus, precizează pentru clasa de elemente de mărimea considerată un transport fluviatil pe o distanţă de aproximativ 20 km. Avînd în vedere că rîurile importante nu au o competenţă mare de transport spre vărsare (mai ales că multe elemente au dimensiuni mai mari decît cele măsurate) este mult mai probabil că elementele au fost transportate de cursuri de apă mai scurte.

În bazinul rîului (sau rîurilor) care a furnizat elementele aflora un număr variat de entităţi lito-stratigrafice, aparţinînd triasicului, jurasicului şi neocomianului în faciesuri destul de diferite de acelea cunoscute astăzi în apropierea regiunii studiate. Existau în plus şi roci metamorfice de tipul granitelor gnaisice şi gnaiselor şi ele, la rîndul lor, deosebite de acelea cunoscute în vecinătatea regiunii Pietroşiţa.

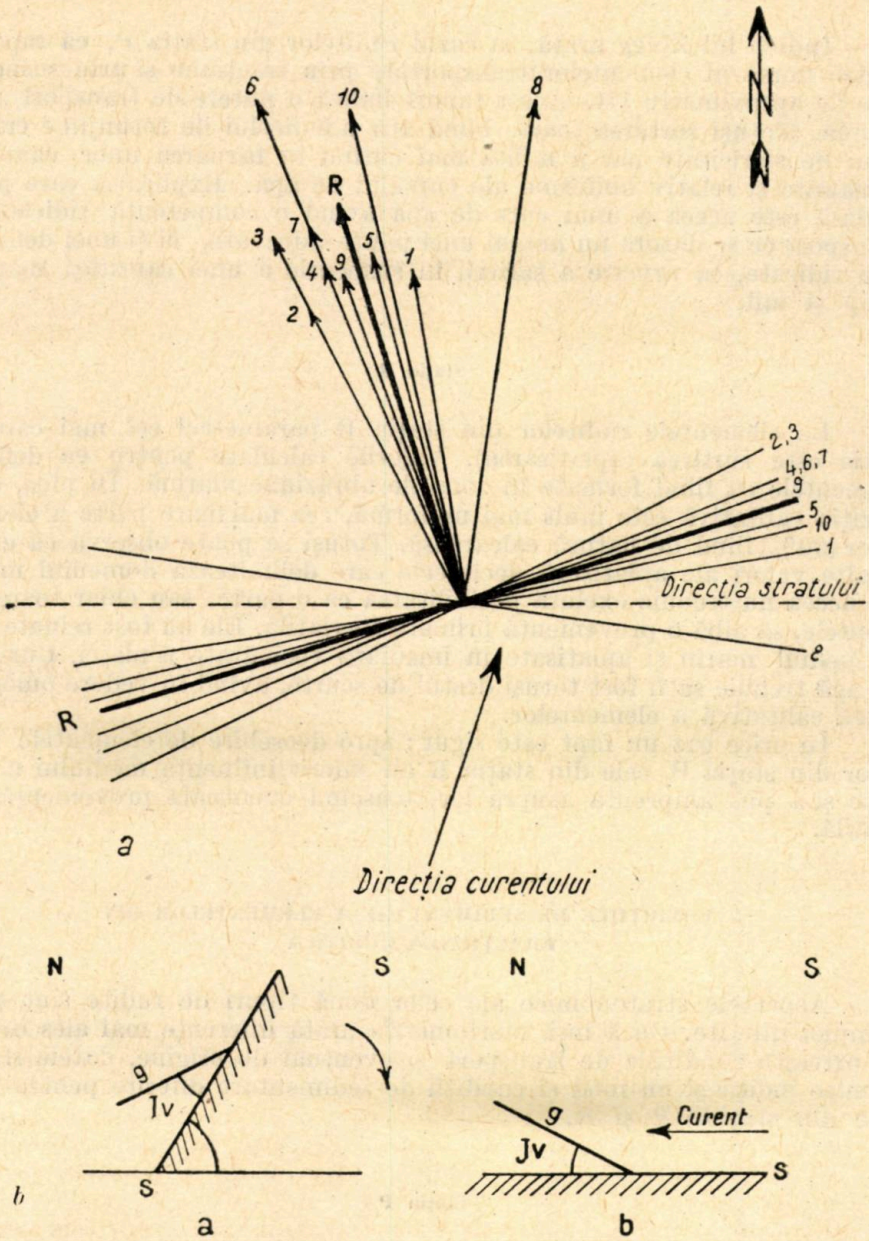


Fig. 12. — *a*, Proiecția în plan orizontal a valorilor înclinării planului dominant a 10 galeți (1° = 1 mm). *R*, Poziția medie a valorii înclinării stratelor. Direcția curentului rezultă prin rabatarea lui *R* în plan orizontal. *b*, Determinarea sensului de aport a elementelor din ruditele din stația R. *s*, Planul stratului : *g*, planul dominant al galetului ; *a*, stratul în teren ; *b*, stratul rabătut în plan orizontal.

Indicii lui Zingg arată, în cazul ruditelor din staţia P, că raportul dintre numărul elementelor transportate prin tracţiune şi prin suspensie este de aproximativ 1/1. Acest raport indică o putere de transport apreciabilă. Totuşi sortarea foarte bună atît a indicelui de rotunjime cît şi a celui de sfericitate par a milita mai curînd în favoarea unor caractere constante şi relativ uniforme ale cursului de apă. Explicaţia care poate fi dată este aceea a unui curs de apă avînd o competenţă ridicată de transport ce se datora nu numai unei pante adecvate, ci şi unei densităţi mai ridicate, ca urmare a şarierii în suspensie a unei cantităţi mari de nisip şi mîl.

Staţia R

La elementele ruditelor din staţia R parametrul cel mai caracteristic este turtirea (aplatisarea). Valorile calculate pentru ea definesc elementele ca fiind formate în zona de abraziune marină. În plus, compoziţia calitativă este mult mai uniformă, cea mai mare parte a elementelor (90%) fiind de natură calcaroasă. Totuşi se poate observa că există şi alte valori ale aplatisării decît cele care delimitează domeniul marin. De aceea nu trebuie exclusă posibilitatea ca o parte, sau chiar toate elementele, să aibă o provenienţă primară fluviatilă. Ele au fost reluate apoi în mediul marin şi aplatisate în imediata vecinătate a plajei. Cursurile de apă trebuie să fi fost totuşi destul de scurte, avînd în vedere omogenitatea calitativă a elementelor.

În orice caz un fapt este sigur : spre deosebire de elementele ruditelor din staţia P, cele din staţia R au suferit influenţa mediului marin, care şi-a pus amprenta asupra lor, mascînd eventuala provenienţă fluviatilă.

2. CONDIŢIILE DE SEDIMENTARE A ELEMENTELOR DIN FRACŢIUNEA RUDITICĂ

Aspectele stratonomice ale celor două tipuri de rudite sînt şi ele complet diferite. Dacă însă morfometria arată diferenţe mai ales în ceea ce priveşte condiţiile de transport şi eventual de origine, datele stratonomice indică şi un mod şi condiţii de sedimentare diferite pentru ruditele din staţiile P şi R.

Staţia P

Aspectul haotic al ruditelor din această staţie, cu elementele aşezate dezordonat, cu numeroase enclave şi bulgări de marnă, lipsa unei gradări şi a unei stratificări clare, toate acestea sugerează o alunecare submarină. Tilloide de acest tip se mai găsesc intercalate în depozitele apţiene şi în alte puncte; peste tot ele au însă o răspîndire strict limitată.

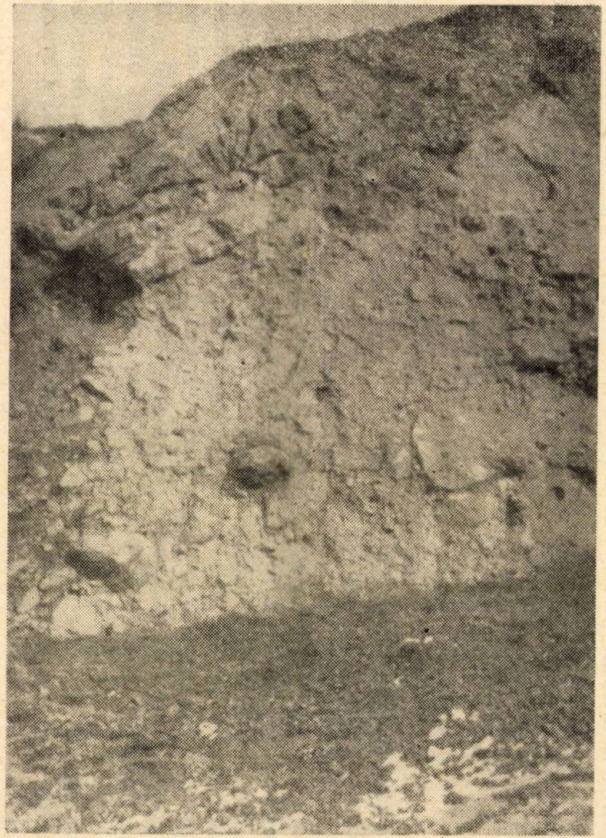


Fig. 13. — Ruditele tilloide din staţia P.

Fig. 14. — Ruditele tilloide din staţia P (detaliu stratonomic).

În marnele existente sub formă de galeţi moi şi de fragmente contorsionate de strate a fost identificată o microfaună bogată în orbitoline [1]). Acest fapt presupune că, la trecerea ei, alunecarea a rupt bucăţi din marnele ce se depuseseră normal pe fund şi le-a antrenat.

Prezenţa tilloidelor în mijlocul depozitelor apţiene, ce cuprind secvenţe tipice de fliş şi de care sînt delimitate net, arată, pe de o parte, depunerea lor la o adîncime destul de mare şi, pe de altă parte, izolarea lor în anumite sectoare, amintind, aşa după cum ne-a sugerat D. P a t r u l i u s, o deplasare dirijată, localizată. Cum masa alunecată trebuie să fi dispus de o putere de eroziune mare, este foarte posibil ca deplasarea ei să se fi făcut de-a lungul unui canion submarin.

Aşadar, sedimentele aduse de unul sau mai multe cursuri de apă s-au acumulat treptat pe şelf, formînd conuri de dejecţie submerse sau chiar mici delte submarine. Datorită acumulării de material, unghiul de repaus natural a fost depăşit şi atunci o parte sau tot materialul acumulat s-a pus în mişcare sub forma unei alunecări submarine care, fie că a săpat ea însăşi un canion, fie, ceea ce este mai probabil, a fost dirijată pe un canion preexistent. Marnele sub formă de galeţi moi şi enclave, care reprezentau fără îndoială sedimentele depuse normal, au fost înglobate în alunecare datorită acţiunii erozive a acesteia asupra fundului şi pereţilor canionului.

Faptul că elementele rudacee nu poartă amprenta mediului marin poate fi explicat prin aceea că ele nu au fost rulate de-a lungul coastei, ci s-au acumulat rapid într-un con de dejecţie submers.

Şelful constituia astfel numai o zonă de tranzit pentru materialul metastabil acumulat pe el. Odată atins fundul plat, elementele se depuneau rapid şi, datorită densităţii ridicate a masei alunecate, nu s-a putut produce nici un fel de gradare; a rezultat o acumulare de paraconglomerate tilloide.

Staţia R

Caracterele prin care ruditele din valea Ialomiţei se deosebesc de cele din Dealul Gherţălău sînt în primul rînd stratificarea şi gradarea lor. Caracterele morfometrice indică amprenta mediului marin. Acţiunea de modelare a galeţilor de către valuri şi curenţii marini are loc mai ales în apropierea liniei ţărmului. Totuşi gradarea şi interstratificarea lor cu depozite obişnuite de fliş care arată prin caracterele lor o zonă de depunere situată sub acţiunea valurilor şi a curenţilor marini (la o adîncime ce depăşea în orice caz 200 m), duce la concluzia că ruditele s-au resedimentat într-o zonă mai adîncă. Aşadar şi ele au fost antrenate de pe şelf şi transportate în ape mai adînci. Totuşi, aici transportul nu s-a făcut numai sub forma unei alunecări; alunecarea primară s-a îmbibat cu apă şi s-a transformat pe parcurs într-un curent de turbiditate din care s-au depus strate gradate în urma unui proces de sedimentare fracţionată. Caracterele

[1]) Determinări făcute de T. N e a g u.

morfometrice ale elementelor nu au fost modificate de curentul de turbiditate, deoarece timpul de transport în cadrul lui a fost scurt. Aceasta nu înseamnă însă că proprietățile hidraulice legate de deplasarea curentului ar fi fost cu totul altele decît acelea ale unui curs de apă obișnuit. Așezarea elementelor cu înclinarea axei lor mari spre „amunte" s-a făcut conform cu legile hidraulice.

Fig. 15. — Banc de rudite gradate multiplu în stația R.

În ceea ce privește caracteristicile curentului rezultă în primul rînd că dispunea de o capacitate mare de transport avînd în vedere dimensiunile elementelor. Cum această capacitate este în funcție de mărimea curentului, de densitatea și de viteza lui, înseamnă că cel puțin o parte a acestor parametri trebuie să fi avut valori ridicate.

În al doilea rînd trebuie explicată prezența gradării și stratificării la ruditele din stația R și absența lor la cele din stația P. Cu alte cuvinte de ce în primul caz alunecarea s-a transformat într-un curent de turbiditate și în al doilea caz nu. Aceasta se datorește faptului că la ruditele din stația R s-a realizat un amestec cu siltul și argila, ceea ce a dus la scăderea densității, mărirea mobilității și a creșterii posibilității de îmbibare cu apă. În cel de-al doilea caz lipsa materialului lutitic și predominarea netă a fracțiunii ruditice, densitatea ridicată și deci viteza mare nu au mai permis realizarea unui amestec cu apa și rezolvarea alunecării într-un curent de tulbureală.

Am arătat că în cadrul unui strat granulometria nu descrește liniar și omogen de la partea inferioară la cea superioară ; în fiecare strat

există mai multe ritmuri de ordinul II (litaj multiplu gradat (18)). Se observă că fie fracţiunea cea mai grosieră (*A*), fie cea mai fină (*E*) a ritmului cuaternar de al II-lea ordin pot lipsi. Dacă absenţa fracţiunii *A* poate fi explicată cel mai satisfăcător printr-o lipsă iniţială a fragmentelor ce se încadrau în această dimensiune, lipsa ultimei fracţiuni (*E*) se datoreşte după toate probabilităţile acţiunii de eroziune a curentului imediat următor, a cărei primă fracţiune (*C*) a fost întotdeauna mai grosieră, avînd deci o densitate şi o viteză de deplasare mai mare decît fracţiunea *E*.

S-a mai observat că nu întotdeauna baza stratului corespunde cu partea cea mai grosieră, ci, dimpotrivă, ea este alcătuită din fracţiunea cea mai fină *F*. Cercetătorii polonezi (15), (28) sînt de părere că un astfel de strat compus cu gradare pensimetrică s-a depus din doi curenţi de turbiditate succesivi. O a doua explicaţie ar fi aceea de a admite existenţa unui curent pulsator.

În sfîrşit rămîne de explicat de ce în cadrul unui aceluiaşi strat există o gradare multiplă (repetitivă). Trebuie să admitem că în acest caz fiecare strat a fost depus de mai mulţi curenţi succesivi. După cele două tipuri de ritmuri de ordinul II se pot recunoaşte şi două tipuri corespunzătoate de curenţi. Un curent a fost puternic şi concentrat, cu o capacitate de transport mare. Rezultatul a fost depunerea unui strat mai gros şi cu fracţiuni mai grosiere. Un al doilea curent era mai slab şi mai diluat şi de aceea particulele transportate de el erau şi mai puţine şi mai fine. Acest al doilea curent reprezenta un fel de „satelit" al primului, declanşarea lui producîndu-se probabil ca un efect al unor agitaţii subsecvente pe cale de amortizare.

Faptul că între ritmurile de ordinul II nu există o suprafaţă de stratificaţie care să marcheze un diastem poate fi explicat admiţînd că cei doi sau mai mulţi curenţi s-au succedat imediat unul după altul în aşa fel, încît depunerea completă şi compactarea sedimentelor depuse din primul curent nu avusese timp să se producă în momentul sosirii curentului următor (28). În acest fel depunerea imediat ulterioară a fracţiunii grosiere a celui de-al doilea curent peste fracţiunea cea mai fină a primului, ca şi amestecarea lor la contact pot explica lipsa unui plan de stratificaţie. Pentru ca să existe un astfel de plan ar fi fost necesar ca stratul depus să se compactizeze într-o oarecare măsură. Era aşadar necesar un timp în care partea superioară a unui strat nisipos să fie expusă acţiunii apei de mare, timp în care sedimentaţia să fie ori nulă ori foarte lentă (de tip pelagic), pentru ca să ia naştere un plan de stratificaţie. Într-adevăr între bancurile ruditice multiplu gradate apar pe alocuri jointuri sau lentile de marne ce reprezentau sedimentul normal depus între venirile succesive a doi curenţi. Lentilizarea ori lipsa lor completă pe anumite porţiuni (unde între bancuri se individualizează diasteme) se poate explica prin acţiunea erozivă a curenţilor de turbiditate.

După descărcarea şelfului a urmat o perioadă de linişte, care a corespuns pe acesta cu acumularea unei noi cantităţi de depozite, iar pe taluz şi pe fund cu o suspendare a sedimentării rapide şi cu naşterea implicită a unui plan de stratificaţie.

3. SEDIMENTAREA DEPOZITELOR APȚIENE ÎN ANSAMBLU

În apțianul superior din împrejurimile Pietroșiței se individualizează două tipuri de succesiuni : una ritmică de fliș și alta de arenite în bancuri groase, uneori ruditice. Pînă în prezent au fost cercetate succesiunea cu ritm des și fracțiunea ruditică din „orizontul gresos al apțianului", urmînd ca fracțiunea arenitică, ce ocupă suprafața și volumul cel mai mare, să fie studiată ulterior. Totuși, cunoaștem încă de pe acum anumite particularități ale arenitelor apțiene în strate groase, astfel încît ne vom referi uneori, dar numai în linii generale, și la modul lor de sedimentare, pentru a avea o imagine mai completă a sedimentogenezei depozitelor apțianului superior.

Datorită caracteristicilor lor, arenitele apțiene din secvențele de fliș nu pot fi definite ca grauwacke tipice. Totuși depunerea lor din curenți de turbiditate nu poate fi pusă la îndoială, dacă avem în vedere observațiile efectuate pe întreaga arie de răspîndire a depozitelor apțian superioare. De aceea fracțiunea arenitică reprezintă sedimentul discontinuu (11) depus numai în anumite intervale de timp (foarte scurte, după toate probabilitățile). Formarea „sedimentului continuu", ce se depunea normal și regulat în zona de sedimentare considerată și care era reprezentat de fracțiunea lutitică, era întreruptă sau mascată în acele intervale de timp.

Datorită alternării sedimentelor continue (normale) cu cele discontinue (resedimentate), succesiunea a căpătat un caracter ritmic. Grosimea termenilor arenitici (resedimentați) ne oferă date asupra parametrilor curenților care i-au depus (mărime, viteză, densitate, distanță de transport), parametri independenți de timp. Grosimea termenilor lutitici (normali) însă este funcție directă de timp, întrucît cantitatea de materie lutitică (și deci și grosimea stratului) depinde numai de timpul cît durează depunerea „nebulară". Așadar, un strat arenitic gros indică un curent puternic, concentrat, cu viteză mare, putînd transporta o cantitate importantă de particule. Un strat lutitic gros înseamnă un interval de timp îndelungat între doi curenți succesivi, interval în care s-a putut depune un mare număr de particule fine. Din ritmograme se poate vedea că nu există o relație directă între timpul de depunere a lutitelor și importanța curenților ce au urmat.

Dar marea majoritate a depozitelor apțianului superior este constituită din arenite, asemănătoare — din punct de vedere litologic — cu acelea din secvențele de fliș, dar foarte variate din punct de vedere stratonomic. În general și la ele se remarcă raritatea unei texturi tipice turbiditelor (gradare, stratificație și mecanoglife de curent). În schimb, sînt foarte frecvente resedimentările de marne și argile sub formă de bulgări sau bucăți plate ca și resturile de plante incarbonizate. Prin caracterele lor sedimentografice gresiile în bancuri groase pot fi încadrate în categoria fluxoturbiditelor definite de S. Dzulynski, M. Ksiazkiewicz și Ph. Kuenen (9). Autorii citați consideră fluxoturbiditele drept curgeri submarine, oarecum deosebite de curenții de turbiditate. Aceste alunecări nu s-au putut transforma într-un curent normal pro-

babil din cauza lipsei lutitului. La aceasta trebuie adăugată observaţia că neexistînd un amestec mai mult sau mai puţin omogen de arenite şi lutite, gradarea nu s-a putut produce, gravitatea acţionînd asupra fluxoturbiditelor în mişcare ca asupra unei mase omogene; fracţiunile mai fine, în cantitate redusă nu au putut fi „extrase" şi separate de cele mai grosiere. Densitatea şi viteza au fost aşadar practic aceleaşi pentru toată masa în mişcare.

Este sigur că datele de care dispunem deocamdată asupra gresiilor în strate groase sînt încă insuficiente pentru a putea confirma sau nu cele presupuse de S. Dzulynski, M. Ksiazkiewicz şi Ph. Kuenen cu privire la sedimentogeneza lor. Totuşi de pe acum ne exprimăm o îndoială, şi anume în ceea ce priveşte creşterea adîncimii zonei de sedimentare pe care aceşti autori o presupun necesară formării fluxoturbiditelor. Într-adevăr, dacă privim în ansamblu evoluţia sedimentării în zona internă a flişului dintre Doftana şi Dîmboviţa, se poate constata că peste depozitele apţiene urmează fie conglomeratele de Bucegi (în continuitate de sedimentare), fie cretacicul superior (transgresiv). Conglomeratele de Bucegi reprezintă încheierea unui ciclu de sedimentare, de la o sedimentare ritmică de fliş şi de adîncime mai mare trecîndu-se la o sedimentare grosieră ciclică sau aritmică şi de mică adîncime. Aşadar, după depunerea gresiilor apţiene a urmat fie o exondare completă, fie o sedimentare neritică sau poate chiar cvasilitorală.

De aceea aportul puternic de sedimente nisipoase s-ar putea explica mai bine nu prin adîncirea bazinului, ci prin ridicarea uscatului în urma căreia gliptogeneza devine foarte activă şi volume însemnate de detritus sînt aduse de cursurile de apă şi depuse în delte, conuri de dejecţie submerse şi pe şelf. Ridicarea zonei continentale determină, pe de o parte, formarea unui taluz mai abrupt şi, pe de altă parte, acumularea unor mase mari de sedimente pe şelf, ceea ce duce la creşterea pantei transversale a acestuia. Creşterea pantei transversale duce la rîndul ei la crearea unei energii potenţiale suplimentare a depozitelor şi la transformarea ei, o dată depăşit un anumit prag, în energie cinetică. Ridicarea uscatului pe un fond tectonic mai agitat presupune şi înmulţirea unor şocuri (ridicări în sacadă, cutremure etc.), care contribuie la declanşarea „avalanşelor" nisipoase. Se cunosc astăzi alunecări de mîluri şi nisipuri care au loc pe taluz şi în canioane submarine la unghiuri de 1—3°. Dacă impulsul va fi puternic, atunci o masă importantă se va putea pune în mişcare şi va aluneca în virtutea inerţiei ei ridicate.

Aşadar, depunerea fluxoturbiditelor a putut avea loc nu prin adîncirea zonei de sedimentare, ci, dimpotrivă, prin ridicarea ariei de provenienţă a materialului. Este posibil ca însăşi zona de sedimentare să se fi ridicat, dar cu o viteză mai mică de cît şelful şi uscatul.

Lipsa lutitelor în fluxoturbidite se poate explica fie prin erodarea lor de către „avalanşele" nisipoase, fie prin „ecranarea" lor completă de către fracţiunea grosieră.

Trecînd acum la rudite se poate observa o diferenţă marcată între compoziţia lor mineralogică şi aceea a arenitelor asociate. În arenite predomină cuarţul , iar rocile carbonatate lipsesc practic complet. În rudite

elementele calcaroase sînt foarte frecvente, pe cînd cele de cuarț sînt foarte rare. Sortarea granulometrică și omogenitatea mineralogică a arenitelor, precum și raritatea feldspaților presupun o distanță de transport apreciabilă, probabil tot în mediul fluviatil. În acest timp nisipul a fost „purificat" prin spălarea feldspaților și a altor componenți labili. Nu trebuie exclusă nici posibilitatea ca nisipul să fi provenit din dezagregarea unor roci sedimentare mai vechi și, în acest caz, cuarțul din arenitele apțiene a luat parte la cel puțin încă un ciclu de sedimentare.

Din cele de mai sus rezultă că materialul grosier are o altă sursă decît cel fin, fiind probabil adus de rîuri mai scurte ce se vărsau direct în bazinul de sedimentare și-și construiau „conuri de dejecție submarine". Materialul nisipos fin era adus de unul sau mai multe fluvii lungi și acumulat în delte importante. O bună parte a materialului ruditic și arenitic a fost adus în zona de sedimentare pe cale transversală.

Odată acumulate pe șelf, atît depozitele mai grosiere cît și cele mai fine nu se stabilizau aici, ci, treptat, se desprindeau și alunecau pe taluz fie oprindu-se pe el, fie ajungînd la baza lui, de unde se răspîndeau în cîmpia submarină. Alunecările nu necesită unghiuri prea mari, avînd în vedere că astăzi ele se produc și pe pante mai mici de 3—4° (2), (32).

În concluzie, flișul apțian din împrejurimile Pietroșiței este constituit din lutite sedimentate normal (continue) și arenite resedimentate (discontinue). Acestea din urmă se pot repartiza atît turbiditelor propriu-zise cît și fluxoturbiditelor. Lutitele caracterizează un litotop pelagic, pe cînd arenitele și ruditele materializează litotopul turbiditic și pe cel de alunecare. Acești litotopi, definiți de A. W. C r o o k (8), au fost repartizați de el categoriei litotopilor de apă adîncă. Problema batimetriei flișului apțian este însă destul de complicată.

4. ÎNCERCARE DE RECONSTITUIRE PALEOGEOGRAFICĂ

În cazul de față faptele de observație adunate nu sînt suficiente pentru o reconstituire paleogeografică completă. Totuși, se pot întrevedea anumite concluzii care, dacă nu rezolvă problemele în ansamblul lor, pot servi deocamdată ca jaloane ale unei ipoteze de lucru.

În primul rînd se pune problema originii depozitelor arenitice și ruditice ale flișului apțian. Datele de care dispunem indică pentru ele un aport transversal, dar nu trebuie exclus și unul longitudinal important, ce nu a fost încă pus în evidență.

Admițînd deocamdată un aport transversal al materialului, trebuie să căutăm o arie de proveniență pentru elementele componente. În ceea ce privește posibilitatea unei proveniențe nordice, împotriva ei pledează lipsa completă a elementelor de șisturi cristaline epizonale de tip Leaota. Cu cît ne apropiem de domeniul Leaotei, cu atît faciesul apțianului denotă o adîncime de depunere mai mare (flișul marno-gresos sideritic). Dacă granulele de cuarț și fragmentele de roci din gresiile apțiene ar fi provenit din zona Leaotei atunci „faciesul gresos al apțianului" ar fi trebuit să se dezvolte din ce în ce mai mult către acest masiv și ele-

mentele de cristalin să fie din ce în ce mai mari,şi mai numeroase în această direcţie. Or, nu se poate constata acest lucru [1]). Situaţia este comparabilă cu aceea din regiunea Alpilor Maritimi (19), unde materialul constitutiv al gresiei de Annot (oligocen) are o origine sudică, din actuala regiune a Mării Mediterane, deşi zonele ei de răspîndire sînt adesea strîns asociate cu marele masiv de şisturi cristaline Mercantour—Argentera, care totuşi nu a furnizat gresiilor de Annot decît o cantitate infimă de material. În sfîrşit, orientarea galeţilor, ca şi unele mecanoglife indică un transport dinspre sud al materialului.

Forajele executate în Cîmpia Romînă arată că cea mai mare parte a ei a fost acoperită de ape în timpul cretacicului inferior, cînd s-au depus diferite tipuri de calcare şi marne caracteristice unui facies epicontinental de şelf. Aşadar, în principiu, fundamentul Cîmpiei Romîne nefiind supus eroziunii întrucît era submers nu a putut furniza nisipul şi galeţii depozitelor apţiene. Aceştia nu par a fi provenit nici din cordiliera cumană, întrucît depozitele ce provin din distrugerea ei sînt cu totul diferite (7), (23). Este de altfel probabil că în acel timp ea încă nu se individualizase, ridicarea ei începînd în această regiune către sfîrşitul albianului.

Totuşi datele din forajele executate în partea de nord a Cîmpiei Romîne indică posibilitatea existenţei unei zone emerse începînd eventual chiar din timpul barremianului, şi apoi în timpul apţianului şi albianului de pe care lipsesc depozitele de această vîrstă. Această zonă, alungită E—V, s-ar situa de-a lungul limitei dintre geosinclinalul carpatic şi Platforma Moesică. În plus, depozite continentale apţian superioare sînt cunoscute în Dobrogea (6).

Este posibil ca ruditele apţiene să-şi găsească o eventuală arie de origine în aceste teritorii. Transportul fluviatil pe o distanţă redusă şi varietatea relativ mare a rocilor arată că zona de gliptogeneză era restrînsă şi cu depozite subţiri, astfel încît eroziunea a putut ajunge repede la substratul cristalin, deosebit pare-se din punct de vedere petrografic de cel din zonele carpatice apropiate. În această zonă îngustă triasicul era reprezentat prin calcare negre, iar neocomianul prin calcare fine cu calpionelle.

Dar dacă este posibil ca acest presupus geanticlinal să fi furnizat elementele rudacee, trebuie exclusă provenienţa nisipului tot din această zonă structurală. Într-adevăr, pentru o cantitate atît de mare de detritus sînt necesare suprafeţe foarte întinse de pe care nisipul să fie „colectat" prin dezagregarea şi alterarea diferitelor tipuri de roci. Caracterele morfoscopice ale cuarţului indică un transport îndelungat, necesitînd cursuri de ape lungi şi cu debit important. Numeroasele resturi de plante pledează şi ele pentru existenţa unui uscat întins. Dar admiţînd pentru depozitele arenitice tot un transport transversal sudic, atunci problema se complică mult, întrucît nu cunoaştem aici existenţa în timpul apţianului, a unui uscat important. Aproape toată Platforma Moesică a fost acoperită de

[1]) G. Murgeanu şi D. Patrulius, *Faciesurile barremian-apţianului şi distribuţia calcarelor recifale eocretatice pe marginea Munţilor Baiului*, Comunicare la Sesiunea ştiinţifică a I.P.G.G., 1958.

ape în timpul cretacicului inferior. Abia dincolo de partea de nord a Balcanilor, în Sredna Gora și Rodopi, apțianul nu mai este cunoscut.

Este posibil ca nisipul și mîlul să se fi scurs dintr-o regiune nepusă încă în evidență de-a lungul unui canion submarin, care le „izola" de calcarele ce se depuneau în acel timp pe șelf.

Cu privire la posibilitatea existenței canioanelor submarine în trecutul geologic, Ph. Kuenen (17) crede că perioada de formare a lor s-ar limita la cuaternar (pleistocen), deoarece numai atunci s-au constituit mari șelfuri și terase marine, datorită glaciațiilor și mișcărilor eustatice asociate lor. Este însă tot atît de probabil ca formarea canioanelor submarine să fi avut loc și în trecutul mai îndepărtat, atunci cînd condițiile necesare existenței lor și care nu depind numai de glaciații, erau îndeplinite. Aceste condiții necesită manifestarea unor mișcări pe verticală (oscilatorii, izostatice etc.) care să fi dus la deplasări ale liniei țărmului, la formarea șelfurilor, teraselor și, eventual, a văilor submarine.

Problema adîncimii la care s-au depus depozitele apțiene este deosebit de spinoasă. În orice caz caracterele lor sedimentografice arată o adîncime de sedimentare mai mare, ce depășește nivelul de bază al zonei neritice. Cercetările din alte regiuni ale globului arată că depunerea flișului pare să fi avut loc la adîncimi relativ mari, ce depășeau 1 000 m.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ПЕТРОШИЦЫ (ПО ДОЛИНЕ ЯЛОМИЦЫ)

РЕЗЮМЕ

Отложения аптского флиша, в окрестностях с. Петрошица, представлены чередованием мощности слоев песчаников, с прослоями конгломератов, а также эпизодически встречающимися флишами. Авторы исследовали ритмическую секвенцию и два типа конгломератов.

Ритмическая секвенция обусловлена чередованием псаммитов (песчаники) и пелитов (мергели и мергелистые сидеритовые известняки). Песчаники представляют собой, по всей вероятности, выщелоченные граувакки с кальцитовым цементом.

Исследование псефитов проводилось на двух станциях (P и R). Конгломераты станции P были отнесены к категории тиллоидов, в то время как станции R — представляют собой хорошо расслоенный и гранулометрически отсортированный тип (повторная пенсиметрическая сортировка).

Морфометрическое исследование галек тиллоидного типа указывает на речной транспорт. В морской среде галька была вовлечена в подводные оползневые движения и переотложена. Элементы конгло-

мератов станции R носят следы морской среды, происходя либо из рек с последовательным уплощением в морской среде, либо из береговых утесов. Эти элементы были переотложены под действием мутных потоков.

Расположение галек, а также и механоглифы указывают на перенос (транспорт) материала с юга, поперек простирания зоны осадконакопления. Южное расположение источника элементов подтверждается также и типами гнейсов и известняков, не встречающихся в прилегающих районах, как и отсутствием пород, обнажающихся в этих районах. Судя по характеру аптских псаммитов и псефитов, их можно отнести и категории турбидитов и флуксотурбидитов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая геологическая карта окрестностей Петрошицы с указанием местоположения станций P и R (по данным съемки, произведенной Г. Мурджану, Д. Патрулиусом, Л. Контеску, Д. Жипа).

Рис. 2. — Диаграммы для аналитической проверки среднего уплощения и асимметрии на станции P.

Рис. 3. — Диаграммы для аналитической проверки среднего уплощения, асимметрии и значения угла, образуемого между галькой и напластованием на станции R.

Рис. 4. — Гистограммы распределения мощностей псаммитовых и пелли-товых слоев в напластованиях флиша.

Рис. 5. — Ритмограммы, построенные для непрерывной последовательности активных, положительных бинарных ритмов (начиная с основания колонки I и кончая верхней частью колонки V).

Рис. 6. — Внутренняя стратификация 4-х псефитовых пластов на станции R (на первой ритмограмме гранулометрические фракции расположены в порядке убывания, а на второй — они сгруппированы согласно ритмам второго порядка.).

Рис. 7. — Диаграмма распределения частот показателей уплощения (α), асимметрии (ϑ) и сферичности (φ) на станции P.

Рис. 8. — Диаграмма графического определения сферичности в зависимости от отношения b/a и c/b (цифры, проставленные около кривых, — значение сферичности; линии, расположенные параллельно абциссе и ординате, разграничивают классы Зингга); D — дисковые; S — сфероидальные; L — пластинчатые; B — столбчатые.

Рис. 9. — Отношение между сферичностью (φ) и среднеарифметическим уплощением на станции P. Прерывистая линия — теоретическое отношение между φ и α, при предположительном равномерном распределении отношений b/a и c/b.

Рис. 10. — a — Распределение частот величины кластических частиц в слоях (A, B, C, D, E, F) и псаммитов в ритмах флишевых отложений (1 и 2), выраженные в единицах phi (станция R); b — диаграммы распределения частот показателей уплощения (α), асимметрии (δ) и значения угла, между плоскостью гальки и слоем (Iv) (станция R).

Рис. 11. — Диаграмма распределения частот показателей окатанности на станции P.

Рис. 12. — a — Проекция на горизонтальную площадь значений падения главной плоскости у 10 галек (1°=1 мм). R — средняя позиция значения падения слоев. Направление течения определяется проекцией R на горизонтальную площадь; b — определение направления переноса псефитовых элементов на станции R; S — плоскость слоя; g — главная плоскость гальки; a — слой на поле; b — слой, приведенный к горизонтальной площади.

Рис. 13. — Тиллоидные псефиты на станции P.
Рис. 14. — Тиллоидные псефиты на станции P (стратономическая деталь).
Рис. 15. — Псефитовый слой с повторяющимися ритмами на станции R.

ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES DÉPÔTS APTIENS DE PIETROŞIŢA (VALLÉE DE LA IALOMIŢA)

RÉSUMÉ

Les dépôts du Flysch aptien des environs de Pietroşiţa sont constitués par une succession de grès en bancs épais, comprenant des intercalations de conglomérats et des séquences de Flysch. Les auteurs ont étudié la séquence rythmique, ainsi que deux types de conglomérats.

La séquence rythmique est constituée par une alternance d'arénites (grès) et de lutites (marnes et marno-calcaires sidéritiques). Les grès représentent selon toute probabilité des grauwackes lévigées et à ciment calcitique.

L'étude des rudites a été effectuée dans deux stations (P et R). Les conglomérats de la station P ont été rangés dans la catégorie des tilloïdes, tandis que ceux de la station R représentent un type bien stratifié et granoclassé (granoclassement souvent multiple et pensymétrique).

L'étude morphométrique des galets du type tilloïde indique leur transport fluviatile. Par la suite, arrivés dans le milieu marin, ils ont été incorporés dans un glissement sous-marin et re-sédimentés. Les éléments des conglomérats de la station R portent l'empreinte du milieu marin ; ils proviennent soit des rivières — mais aplatis et modelés en milieu marin — soit des falaises. A leur tour, ils ont été re-sédimentés sous l'action des cournats de turbidité.

La disposition des galets ainsi que les mécanoglyphes témoignent de l'existence d'un transport du matériel venant surtout du sud, transversal par rapport à la zone de sédimentation. Les types de gneiss et de calcaires, inconnus dans les régions environnantes, et l'absence de rohes qui affleurent dans ces régions sont autant d'arguments en faveur d'une source méridionale du matériel constitutif des grès et des conglomérats aptiens.

Par leurs caractères stratonomiques et lithologiques, les arénites et les rudites de l'Aptien peuvent être rangés dans la catégorie des turbidites et des fluxoturbidites.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma géologique des environs de Pietroşiţa, avec l'emplacement des stations P et R (d'après les levers effectués par G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu et D. Jipa).

Fig. 2. — Diagrammes pour la vérification analytique de la moyenne de l'aplatissement et de la dyssymétrie dans la station P.

Fig. 3. — Diagrammes pour la vérification analytique de la moyenne de l'aplatissement, de la dyssymétrie et des valeurs de l'angle galet-couche dans la station R.

Fig. 4. — Histogrammes de la répartition de l'épaisseur des couches d'arénites et de lutites dans une succession de Flysch.

Fig. 5. — Rythmogrammes construits pour une succession ininterrompue de séquences actives positives binaires (à partir de la base de la colonne I jusqu'à la partie supérieure de la colonne V).

Fig. 6. — Stratification interne de quatre bancs de rudites dans la station R (dans le premier rythmogramme, les fractions granulométriques sont disposées dans l'ordre de décroissance de la granulométrie ; dans le second, elles sont groupées selon les rythmes du IIe ordre.

Fig. 7. — Diagramme de distribution de la fréquence des indices d'aplatissement (α), de dyssymétrie (δ) et de sphéricité (φ), dans la station P.

Fig. 8. — Diagramme de la détermination graphique de l'indice de sphéricité en fonction des rapports b/a et c/b (les chiffres en regard des courbes donnent les valeurs des indices de sphéricité ; les lignes parallèles à l'abscisse et à l'ordonnée délimitent les classes de Zingg) ; *D*, disques ; *S*, sphéroïdes ; *L*, lamelles ; *B*, bâtonnets.

Fig. 9. — Relation entre les indices de sphéricité (φ) et la moyenne arithmétique de l'indice d'aplatissement (α) dans la station P. Le tracé discontinu représente la relation théorique entre φ et α, dans l'hypothèse d'une distribution uniforme des rapports b/a et c/b.

Fig. 10. — *a*, Distribution de la fréquence des dimensions des clastiques dans les bancs granoclassés (*A*, *B*, *C*, *D*, *E*, *F*) et des arénites dans les séquences de flysch (1 et 2), en unités φ, dans la station *R*. *b*. Diagrammes de distribution de la fréquence des indices d'aplatissement (α), de dyssymétrie (δ) et de la valeur de l'angle entre les galets et la couche (*Iv*), dans la station R.

Fig. 11. — Diagramme de distribution de la fréquence de l'indice d'arrondissement dans la station P.

Fig. 12. — *a*, Projection sur le plan horizontal des valeurs du pendage du plan dominant de 10 galets (1° = 1 mm). *R*, position moyenne de la valeur du pendage des couches. La direction du courant est déterminée en rabattant *R* sur le plan horizontal. *b*, Détermination du sens de l'apport des éléments de rudites de la station R. *s*, Plan de la couche ; *g*, plan dominant du galet ; *a*, la couche dans le terrain ; *b*, couche rabattue sur le plan horizontal.

Fig. 13. — Les rudites tilloïdes dans la station P.

Fig. 14. — Les rudites tilloïdes dans la station P (détail stratonomique).

Fig. 15. — Bancs de rudites à granoclassement multiple, dans la station R.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDEL TJ. VAN, WIGGERS A. a. MAARLEVELD G., *Roundness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands) ; a comparison of several methods of investigation*, J. sed. Petrol., 1954, **24**, *2*, 100.
2. ARHANGELSKI A. D., *Slides of sediments on the Black Sea bottom and the importance of the phenomenon for geology*, Soc. Naturalistes Moscou, Bull. Sci. Géol., 1930, **38**, 80.
3. CAILLEUX A., *La disposition individuelle des galets dans les formations détritiques*, Revue de Géogr. physique et de Géol. dynamique, 1938, **XI**, *3*, 171.
4. — *Distinction des galets marins et fluviatiles*, Bull. Soc. Géol. France, seria a 5-a 1945, **15**, 7—8, 375.
5. — *Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie*, Geologische Rundschau, 1953, **40**, *1*, 11.
6. CHIRIAC M., *Contribuţiuni la studiul petrografic al Aptianului din Dobrogea*, An. Com. geol., 1957, **XXX** (1955), 241.
7. CODARCEA AL., *Etude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza*, C.R. Sci., Inst. Géol. Roum., 1937, **XXI** (1932—1933), 85.
8. CROOK A. W., *Lithotopic relationship in deep water troughs*, J. sed. Petrol., 1959, **29**, *3*, 366.

9. DZULYNSKI S., KSIAZKIEWICZ M. a. KUENEN PH., *Turbidites in flysch of the Polish Carpathian mountains*, Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, **70**, *8*, 1089.
10. FRIEDMANN G. M., *Determination of sieve-size distribution from thin section data*, J. Geol., 1958, **66**, *4*, 394.
11. GORSLINE D. S. a. EMERY K. O., *Turbidity current deposits in St. Pedro and St. Monica basins of Southern California*, Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, **70**, *3*, 279.
12. HUPÉ P., *Etude morphoscopique de quelques sédiments détritiques grossiers des Hautes-Pyrénées*, C. R. Soc. Géol. Franç., 1949, **9**, 196.
13. HVOROVA I. V., *Origina flișului*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., 1959, *3*, 58.
14. JAYET A., *Sur l'origine du caractère arrondi des galets glaciaires et fluvio-glaciaires*, Ecl. geol. Helv., 1957, **50**, *2*, 496.
15. KSIAZKIEWICZ M., *Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch*, Rocznik Polsk. towarz. geol., 1954, **XXII** (1952).
16. КУХАРЕНКО, *Форма галечного материала высоких террас реки Койвы*, Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, 1947, *9*.
17. KUENEN PH., *Marine geology*, John Wiley and Son, New York, 1950.
18. — *Significant features of graded bedding*, Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1953, **37**, 5.
19. KUENEN PH., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P., *Observations sur les flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes*, B.S.G.F., seria a 6-a, 1957, **VII**, 11.
20. ЛИКИН А., *Литология пиктинских конгломератов Предкарпатья. Стратиграфия, литология и палеонтология нефтегазоностных районов Украины*, Москва, 1959.
21. LOMBARD A., *Géologie sédimentaire (les séries rythmiques)*, Masson et C°, Paris, 1956, 447.
22. MURGEANU G., *Cretacicul și terțiarul în împrejurimile Pietroșiței și Bezdeadului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XIV** (1925—1926), 120.
23. — *Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du flysch carpathique*, C.R. Sci. Inst. Géol. Roum., 1937, **XXI** (1932—1933), 69.
24. PETTIJOHN F. W., *Sedimentary rocks*, Harper and Bros., New York, 1957.
25. PLUMLEY W., *Black Hills terrace gravels ; a study in sediment transport*, J. Geol., 1948, **56**, *6*, 526.
26. ПОЛОВИНКИНА И., *Структуры горных пород*, Госгеоиздат, Москва, 1948.
27. POWERS M., *A new roundness scale for sedimentary particles*, J. sed. Petrol., 1953, **23**, *2*, 117.
28. RADOMSKI A., *Charakterystyka sedymentologiczna fliszu Podhalanskiego*, Acta Geol. Polonica, 1958, **VIII**, *3*.
29. РУХИН Л. Б., *Основы литологии*, Гостоптехиздат, Ленинград-Москва, 1953.
30. SARKISIAN S. G. și SAPOVALOVA G. A., *Orientarea pietrelor de prundiș din seria de Duchet a sedimentelor terțiare din Georgia. Criterii de stabilire a direcției de transport a materialului terigen*, Trad. I.S.R.S. din Док. Акад. Наук ССИ, 1949, **XVII**, *3*, 533.
31. STRAHOV N. A., *Méthodes d'étude des roches sédimentaires*, Paris, 1958.
32. SHEPARD F., *Submarine geology*, Harper and Bros., New York, 1948.
33. TRÜMPY R. et BERSIER A., *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont Pélerin*, Ecl. geol. Helv., 1954, **47**, *1*, 519.
34. WADELL H., *Volume, shape and roundness of quartz particles*, J. Geol., 1935, **XXIII**, *3*, 250.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FAUNEI TORTONIENE DIN BAZINUL BAHNA—ORȘOVA

GASTROPODA. I

(Fam. FISSURELLIDAE, TURBINIDAE, ASTRAEA, NERITOPSIDAE, TURRITELLIDAE, ARCHITECTONICIDAE)

DE

JOSEFINA MARINESCU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 18 ianuarie 1961

În timpul cercetărilor geologice întreprinse în bazinul Bahna—Orșova am recoltat o foarte bogată faună, mai ales moluște și coralieri, în special din marnele și calcarele de la Curchia.

Marea bogăție și varietatea acestei faune fac ca locul amintit să se situeze printre cele mai însemnate puncte fosilifere de tortonian din țara noastră, alături de Lăpugiu, Buituri și Coștei.

Din cercetările efectuate împreună cu Florian Marinescu am grupat terenurile situate între formațiunea cu cărbuni (atribuită helvețianului-tortonianului inferior) și sarmațian astfel:

1. Orizontul nisipos cu argile, marne și calcare, în cadrul căruia am distins un nivel marno-calcaros, unul nisipos-argilo-marnos și altul cu argile șistoase.

2. Complexul de nisipuri și pietrișuri, în care se include și buglovianul, încheind etapa de sedimentare a tortonianului superior.

Se constată în această succesiune o sărăcire treptată a ansamblului faunistic, paralel cu o îndulcire a apei, încît complexul de nisipuri și pie-

trișuri cuprinde, în afara unor resturi de *Planorbis*, cochilii de *Helix* și rare fragmente de vertebrate, între care *Lacerta* sp.

Date asupra stratigrafiei, precum și o listă de faună, am prezentat deja într-o comunicare preliminară la Comitetul geologic[1]).

Ansamblul de fosile cel mai bogat și cu caractere marine normale se întîlnește în nivelul marno-calcaros și în jumătatea inferioară a nivelului nisipos-argilo-marnos, marnele oferind fauna cea mai bine conservată. Punctele fosilifere mai importante se găsesc înșiruite în lungul ramei nord-vestice a bazinului, între Bahna și Orșova; astfel de la N spre S ele sînt: valea Curchia, lîngă satul Bahna — locul clasic, — citat de toți autorii anteriori; Lespezi, ogașul Țuchii, pîrîul Racovăț și ogașul Viilor, în jurul satului Ilovița; ogașul Tîrlui la Jupalnic, lîngă Orșova.

Cel dintîi care menționează fosile din acest bazin, și în special de la *Curchia*, este Gr. Ștefănescu (26). Lui M. Drăghiceanu însă îi datorăm prima listă mai bogată de moluște colectate din nivelul menționat, care apoi au fost determinate de către Fr. Toula și în special de Th. Fuchs. Ultimul publică în același an cu autorul romîn o notă, în care insistă însă mai mult asupra faunei și vîrstei formațiunii cu cărbuni (9).

Ocupîndu-se în detaliu de geologia bazinului Bahna, Gh. Macovei în 1909 (16) îmbogățește în mod considerabil lista de fosile și descrie totodată o parte din ea, în special coralierii. Aceasta este și ultima lucrare în care se studiază macrofauna bazinului.

Numai dintr-o privire sumară, chiar înainte de a determina întregul ansamblu de fosile, se remarcă deja cîteva fapte: din totalitatea exemplarelor de gasteropode, *Turritella subangulata* reprezintă aproximativ 50%, iar dintre lamellibranhiate un procent similar (50 — 60%) este dat de *Corbula gibba*. De asemenea se poate observa că întreaga faună este în general de talie mică sau medie, formele mari fiind mai rare, iar exemplarele unei specii sînt mai mărunte în acest bazin de suprafață restrînsă decît în regiunile mai apropiate, de mare deschisă.

Considerînd bogăția și varietatea faunei determinate pînă în prezent (circa 200 de specii), descrierea lor o vom face în cîteva note succesive. În această primă lucrare prezentăm deocamdată un număr de 18 specii și 4 subspecii, aparținînd familiilor: *Fissurellidae*, *Turbinidae*, *Astraea*, *Neritopsidae*, *Turritellidae*, *Architectonicidae*.

[1]) Va apare în Dările de seamă ale Inst. geol., vol. 45.

Clasa GASTROPODA

Subclasa PROSOBRANCHIA

Ordinul ARCHAEOGASTROPODA

Familia **FISSURELLIDAE**

Subfamilia **DIODORINAE**

Genul **Fissurrellidae** d'Orb., 1840

Genotip: **F. megatrema** d'Orb. = **Riantula** (Lam.)

Subgenul ***Papillaea*** (Gray) Krauss, 1848

Forma typica **F. (P.) aperta** (Sow.)

Fissurellidae (Papillaea) clypeata Grateloup, 1827

(Pl. I, fig. 1)

1897 *Fissurellidae clypeata* Grat.; Sacco, I molluschi . . . , XXII, p. 12, pl. I, fig. 48.

1958 *Fissurellidae* (*Papillaea*) *clypeata* Grat.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 126.

Din cele două exemplare pe care le-am recoltat, unul este probabil o formă juvenilă, de dimensiuni reduse, avînd lungimea de 2 mm și lățimea de 1 mm; celălalt are 5 mm lungime și 3 mm lățime.

Ca aspect general se prezintă pateliform, cu o cochilie foarte fină, friabilă, avînd apertura oval-alungită, destul de mare, așezată subcentral, în interiorul căreia de jur împrejur există o bordură fină, strălucitoare. Ornamentația se poate observa numai la lupa binoculară și apare mai marcată la forma juvenilă, celălalt exemplar fiind ușor corodat. Ea constă din striuri radiare, care se lățesc spre marginea cochiliei, și numeroase striuri de creștere fine urmărind conturul oval al formei.

Interiorul cochiliei este neted și porțelanos.

R.D. Se aseamănă cu exemplarul figurat de F. Sacco, deosebindu-se de var. *tapina* (de Greg.) prin apertura care este mult mai mare și alungită.

Nr. 57 023, colecția autorului.

Loc. Ogașul Curchia Mare, în marnele vinete-cenușii din complexul marno-calcaros.

Familia **TURBINIDAE**

Subfamilia **TURBININAE**

Genul **Turbo** L., 1758 (= **Laeviturbo** Cosman, 1918)

Genotip: **Turbo petholatus** L., 1758

Subgenul ***Sarmaticus*** Gray, 1840

Forma typica **Turbo sarmaticus** L.

Turbo (Sarmaticus) mamillaris Eichwald

(Pl. I, fig. 2, *a* – *e*)

1853 *Turbo mamillaris* Eichw., Lethaea rossica, p. 234, pl. 9, fig. 23.
1954 *Turbo mamillaris* Eichw.; Friedberg, Moll. Mioc. Poloniae, p. 472, pl. 29, f. 1 – 6.
1955 *Turbo* (*sarmaticus*) *mamillaris* Eichw.; Korobkov, Spravocinik po treticinim Moll., p. 112, pl. 9, fig. 5, 6, 7.

Exemplarele din colecția noastră se găsesc într-o stare de conservare mediocră. Cochilia în ansamblu formată din 5—6 anfracte; primele tururi sînt joase și aplatisate, celelalte cresc rapid fiind slab convexe.

Marginea anfractelor mai noi este prevăzută cu spini deși, dezvoltați deasupra liniei de sutură, pe care o acoperă în parte. Deasupra lor se dispun trei șiruri de tuberculi fini, așezați oblic, apoi un al patrulea șir, cu tuberculi mai dezvoltați. Ornamentația primelor ture este mult atenuată.

Baza cochiliei se prezintă concav, ornamentată cu șiruri spirale slab tuberculate.

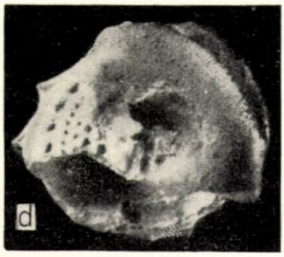
D. I. 10 mm; L. 15 mm.

Am putut colecta 30 de opercule calcaroase ale acestei specii de formă emisferică și de diferite mărimi. Înrularea operculelor pe partea

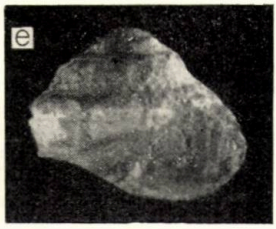
PLANȘA I

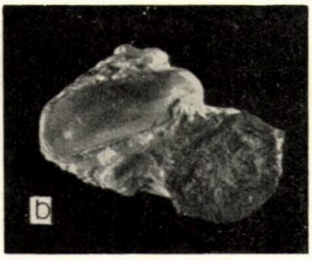
Fig. 1. — *Fissurellidae* (*Papillaea*) *clypeata* Grateloup, nr. 57 023, col. aut. (4,7 ×).
Fig. 2. — *Turbo* (*Sarmaticus*) *mamillaris* Eichwald.
a și *b*, Nr. 57 013, col. V. Picleșanu (1 ×);
c și *d*, *idem* (2 ×);
e, Nr. 57 024, col. aut. (2×).
Fig. 3. — *Astraea* (*Bolma*) *meynardi* Michelotti.
a, *b* și *c*, Nr. 57 010, col. aut. (1,5 ×);
d, Nr. 57 106, col. aut., tiparul aceluiași exemplar (1 ×);
e, *idem*, mulaj după tipar (1,5 ×);
f și *g*, Nr. 57 102 a, col. aut., opercul (1,5 ×).
Fig. 4. — *Astraea* (*Bolma*) *perangulata spinosa* Friedberg.
a și *b*, Nr. 57 013, col. V. Picleșanu (1 ×);
c și *d*, *idem* (2 ×).

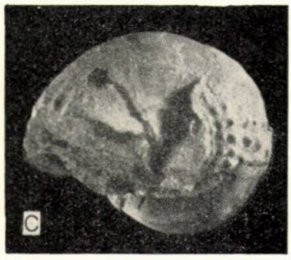
1



2

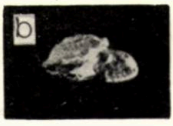


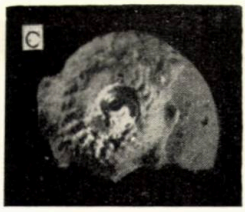


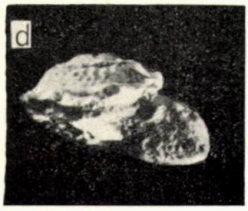


3

4

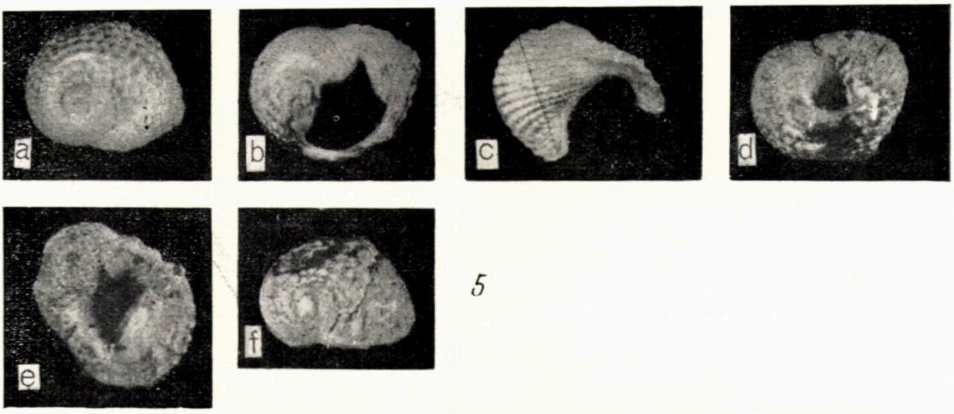




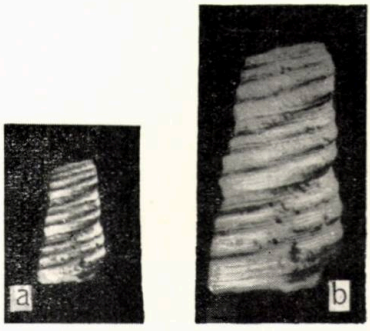


PLANȘA II

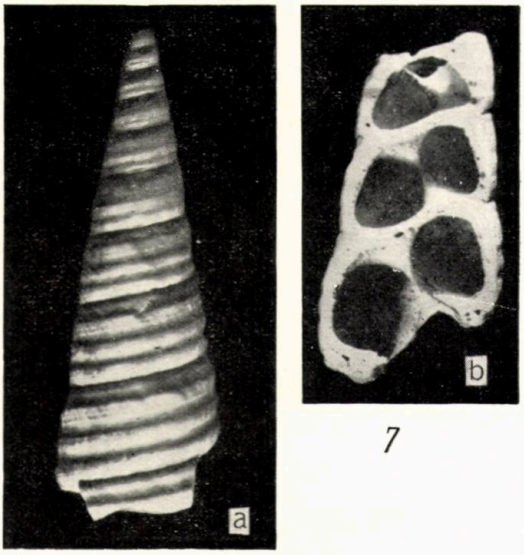
Fig. 5. — *Neritopsis radula* Linné.
a, *b* și *c*, Nr. 57 077, col. aut. (2,2 ×);
d, *e* și *f*, Nr. 57 025, col. aut. (2,5 ×).
Fig. 6. — *Turritella* (*Turritella*) *tricarinata* Brocchi.
a, Nr. 57 030, col. aut. (1 ×);
b, *idem* (2,25 ×).
Fig. 7. — *Turritella* (*Haustator*) *tricincta* Borsoni.
a, Nr. 57 031, col. aut. (1 ×);
b, Nr. 57 104, col. aut. (secțiune longitudinală (1,2 ×).
Fig. 8. — *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis* Brocchi.
a, Nr. 57 032, col. aut. (1 ×);
b, Nr. 57 100, col. aut.; secțiune longitudinală (1 ×);
Fig. 9. — *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis perlatecincta* Sacco.
a, Nr. 57 033, col. aut. (1 ×);
b, Nr. 57 099, col. aut.; secțiune longitudinală (1,3 ×).



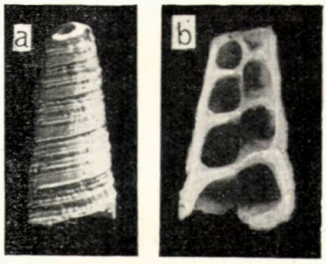
5



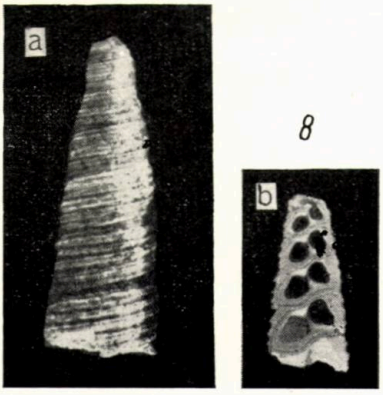
6



7



9



8

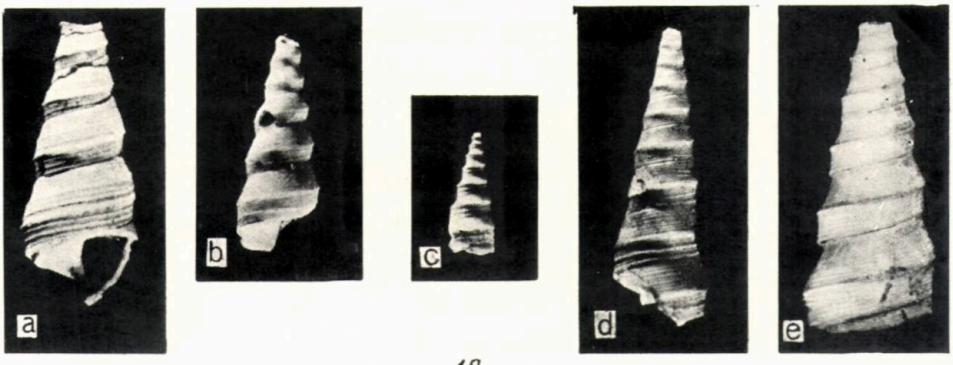
PLANȘA III

Fig. 10. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata* Brocchi.
a, Nr. 57 016, col. aut. (2 ×);
b, Nr. 57 021, col. aut. (2 ×);
c, Nr. 57 022, col. aut. (2 ×);
d, Nr. 57 015, col. aut. (2 ×);
e, Nr. 57 103, col. aut. (2,80 ×).

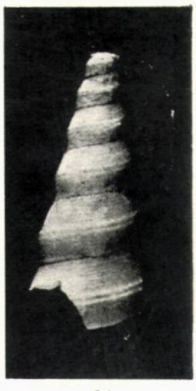
Fig. 11. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata ditropsis* Fontannes.
Nr. 57 017, col. aut. (2,3 ×).

Fig. 12. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata spirata* Brocchi.
a, Nr. 57 081, col. aut.; formă zveltă (2 ×);
b, Nr. 57 080, col. aut.; secțiune longitudinală (2 ×);
c, Nr. 57 035, col. aut.; secțiune longitudinală (2 ×);
d, Nr. 57 079, col. aut.; formă pîntecoasă (2 ×).

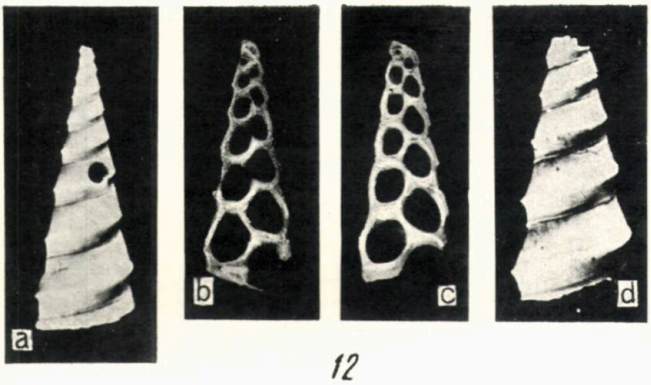
Fig. 13. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata polonica* Friedberg.
a, Nr. 57 036, col. aut. (3 ×);
b, Nr. 57 037, col. aut.; forma B, G. Moisescu (2 ×);
c, Nr. 57 105, col. aut.; *idem* (2 ×);
d, Nr. 57 009, col. aut.; forma D, G. Moisescu (2 ×).



10

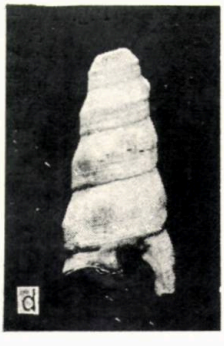


11



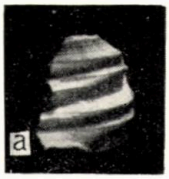
12

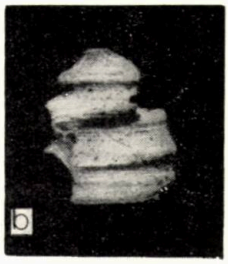
13



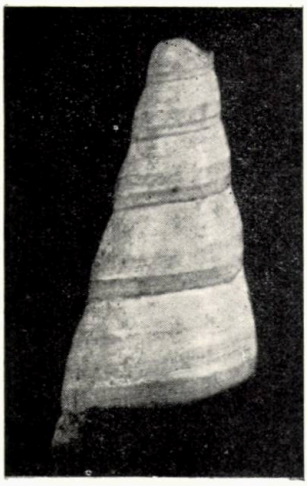
PLANȘA IV

Fig. 14. — *Turritella* (*Archimediella*) *erronea* Cossman.
a, col. V. Picleşanu (1,5 ×);
b, Nr. 57 008, col. aut. (2 ×).
Fig. 15. — *Turritella* (*Archimediella?*) *pulchra* Friedberg.
Nr. 57 007, col. aut. (2,5 ×).
Fig. 16. — *Turritella* (*Archimediella*) *turris* Basterot.
Nr. 57 039, col. aut. (2 ×).
Fig. 17. — *Turritella* (*Archimediella*) *bicarinata subtricarinatula* Sacco.
Nr. 57 038, col. aut. (2 ×).
Fig. 18. — *Turritella* (*Archimediella*) *dertonensis* Mayer.
Nr. 57 049, col. aut. (2 ×).

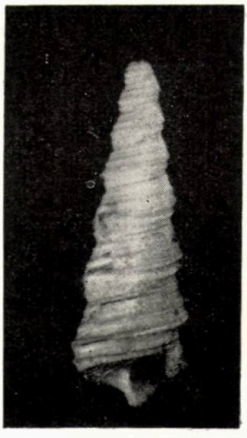




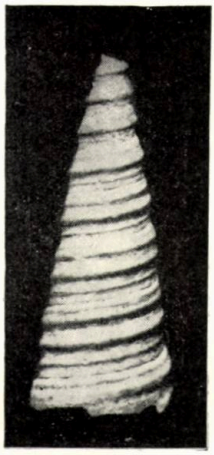
14



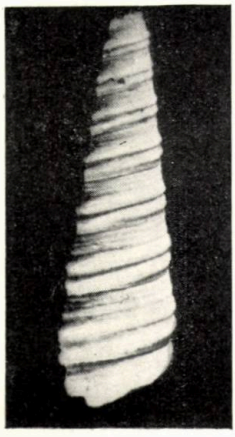
15



16



17



18

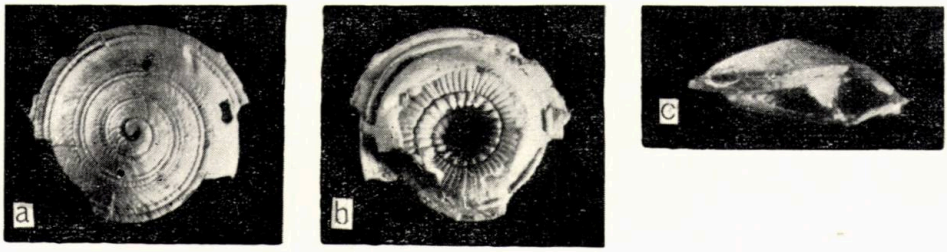
PLANȘA V

Fig. 19. — *Architectonica* (*Architectonica*) *simplex* Bronn.
a, *b* și *c*, Nr. 57 026, col. V. Pîcleșanu (2 ×).

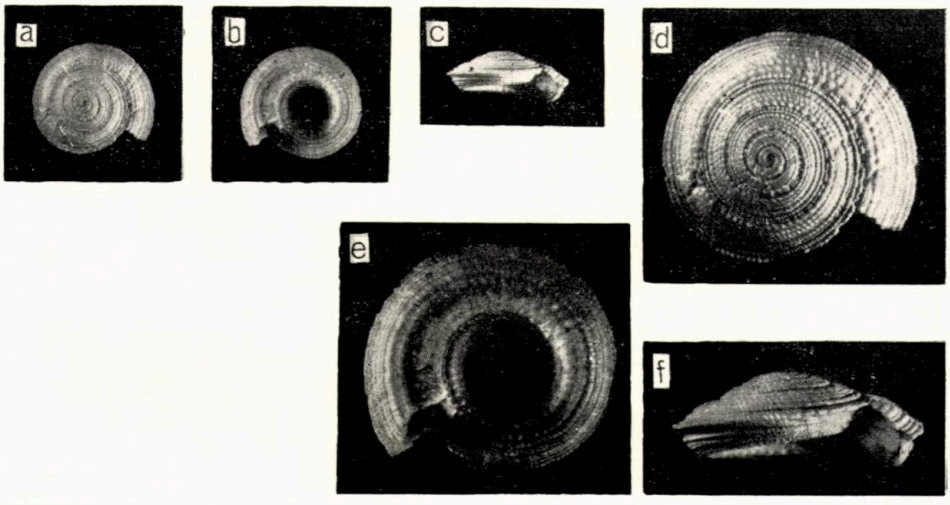
Fig. 20. — *Architectonica* (*Architectonica*) *millegranum* Lamarck.
a, *b* și *c*, Nr. 57 027, col. V. Pîcleșanu (1 ×);
d, *e* și *f*, *idem* (2 ×).

Fig. 21. — *Architectonica* (*Solariaxis*) *kostejanum* Boettger.
a, *b* și *c*, Nr. 57 029, col. aut. (3 ×).

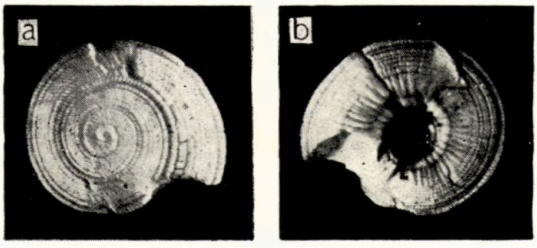
Fig. 22. — *Architectonica* (*Solariaxis*) *criticum* Boettger.
a și *b*, Nr. 57 028, col. aut. (7 ×).



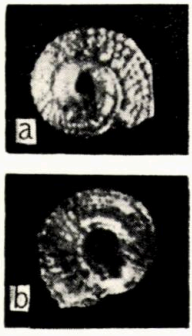
19



20



21



22

externă se face de la dreapta spre stînga; se pot observa 7 spire pornind de la un nucleu ce iese în relief așezat excentric. Ombilicul este complet acoperit.

Marea majoritate a exemplarelor prezintă ultima spiră mai dezvoltată, mai înaltă, crescînd brusc și avînd un contur perfect elipsoidal; la altele creșterea spirelor se face lent, ultimul tur crescînd normal, așa încît prezintă un contur aproape circular.

D. Opercule cu contur elipsoidal:

Diametrul mare 16,11, 8,50, 6 mm.

Diametrul mic 13, 9, 7, 5 mm.

Opercule cu contur aproximativ circular:

Diametrul mare 10, 5,50 mm.

Diametrul mic 9,50, 5 mm.

Nr. 57 013, colecția V. Pîcleșanu și 57 024, colecția autorului.

Loc. Cochiliile de *Turbo mamillaris* provin din ogașul Curchia—Bahna, din marnele vinete-cenușii.

Operculele: ogașele Mandăla, Curchia (Bahna), Lespezi, Viilor, Ilovița, Tîrlui—Orșova, valea Eșelnița—Eșelnița.

Suprafamilia **ASTRAEINAE (=ASTRALIINAE)**

Familia **ASTRAEA** (Bolt.) Röding, 1798

Genul **Bolma** Risso, 1826

Genotip: **Turbo rugosus L.**

Subgenul ***Bolma*** s. str.

Astraea (Bolma) meynardi Michelotti

(Pl. I, fig. 3, *a — g*)

1858 *Turbo rugosus* L.; Hoernes, Wiener Becken, I, p. 432, pl. 44, fig. 2.

1896 *Bolma Meynardi* Micht.; Sacco, I molluschi . . ., XXI, p. 11, pl. 1, fig. 23.

1938 *Turbo Meynardi* Micht.; Stchepinsky, Sachélien Tunisie, p. 53, pl. 14, fig. 1 a, b.

1954 *Bolma Meynardi* Micht.; Friedberg, Moll. Mioc. Poloniae, p. 475, pl. 29, fig. 11.

1954 *Astraea* (*Bolma*) *meynardi* Micht.; Meznerics, Helvet. und Torton., p. 14.

1955 *Bolma* (*Bolma*) *meynardi* Micht.; Korobkov, Spravocinik po treticinim Moll., p. 115, pl. 66, fig. 10.

1958 *Astraea* (*Bolma*) *meynardi* Micht.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 127.

Unicul exemplar pe care-l posedăm nu este bine conservat; cochilia fiind parțial dizolvată, se păstrează numai mulajul intern și mulajul extern. Forma este de talie medie, subconică, groasă, puțin înaltă alcătuită din 4—5 ture de spire scurte și aproape plane. Protoconca, compusă din două tururi de spiră, este joasă și plată. Ultimul tur, convex și unicarinat, apare foarte dezvoltat, ocupînd trei pătrimi din întreaga înălțime. Ornamentația constă din varice noduloase, transversale, oblice, mari și groase ce încep de la sutură, neatingînd însă marginea exterioară. Numărul lor este de 10—11 pe ultimul anfract și se reduce la 8—9 pe pen-

ultimul, unde sînt de asemenea bine dezvoltate. Se mai pot observa linii spirale fine, destul de clar vizibile. În apropiere de sutură se dezvoltă o depresiune adîncă, ce are marginea exterioară carinată.

Suprafața bazală, subconcavă apare sculptată cu spire transversale oblice, lipsite de tuberculi. Posedăm și un opercul care, spre deosebire de cel de *Turbo mamillaris*, are un ombilic neînvelit.

D. I. aproximativ 12 mm; L. aproximativ 20 mm.
Opercul: Diametrul mare 8 mm.
Diametrul mic 7 mm.

R.D. Exemplarul nostru este mai mic decît forma figurată de F. Sacco (exemplarul tip al lui Michelloti, cu înălțimea de 38 mm și lățimea de 36 mm), apropiindu-se de dimensiunile date de W. Friedberg (I. 21 mm; L. 31 mm), ca ornamentație corespunzînd întrutotul cu forma figurată de I. A. Korobkov.

Nr. 57 010, 57 106 și 57 102 colecția autorului.

Loc. Ogașul Curchia Mare din marnele vinete-cenușii din complexul marno-calcaros.

Astraea (Bolma) perangulata spinosa Friedberg

(Pl. I, fig. 4, *a* — *d*)

1954 *Bolma perangulata* var. *spinosa* Friedberg, Moll. Mioc. Poloniae, p. 477, pl. 29, fig. 15—18.

Posedăm două cochilii destul de rău conservate, de talie mică, de formă troncoidă foarte aplatisată, cu 4—5 tururi de spiră. Ultimul anfract, foarte dezvoltat, reprezintă aproximativ 2/3 din întreaga înălțime a cochiliei. Profilul tururilor de spiră se prezintă slab convex, aproape plat.

Ornamentația , destul de încărcată, este bine dezvoltată, mai ales pe ultimul și penultimul anfract; în baza anfractelor se găsește un șir de spini groși, striați. Deasupra șirului de spini se pot observa trei rînduri de tuberculi fini, așezați oblic; apoi către partea superioară a spirei se dispun încă două șiruri de tuberculi mai dezvoltați, prezentînd tendința de a se uni între ei.

Sub șirul de spini al ultimului anfract, se poate observa o zonă depresionară, de la care începe suprafața bazală dreaptă slab convexă și ornamentată cu 5—6 șiruri spirale, prevăzute cu tuberculi. Ombilicul acoperit în parte, puțin adîncit, slab vizibil. Apertura eliptică cu axa mică paralelă cu columela.

D. I. aproximativ 5 mm; L. 10 mm.

R.D. W. Friedberg găsește că această formă este foarte variată, exemplarul nostru se aseamănă foarte bine cu varietatea (8)[1]).

Nr. 57 013 a, colecția V. Pîcleșanu.

Loc. Bahna; ogașul Curchia, în marnele cenușii-vineții ale orizontului marno-calcaros.

[1]) fig. 18.

Familia **NERITOPSIDAE**

Subfamilia **NERITOPSINAE**

Genul **Neritopsis** Grateloup, 1832

Genotip: **Neritopsis radula** L.

Neritopsis radula Linné, 1764

(Pl. II, fig. 5, *a — f*)

1856 *Neritopsis radula* L.; Hoernes, Wiener Becken, I, p. 528—529, pl. 47, fig. 8.
1896 *Neritopsis radula* L.; Sacco, I molluschi . . . , XX, p. 55.
1901 *Neritopsis radula* L.; Boettger, Kostej, II, p. 161, nr. 501.
1955 *Neritopsis radula* L.; Koropkov, Spravocinik po treticinîm Moll., p. 135.
1958 *Neritopsis radula* L.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 128.

Din această specie am recoltat 4 exemplare de mărimi diferite, precum și numeroase fragmente. Toate se prezintă cu o cochilie globuloasă, formată din 5 anfracte socotind și protoconca, reprezentată printr-o spiră și jumătate.

Ultimul tur se dezvoltă rapid, atît în înălțime cît și în lățime, învelind aproape complet pe celelalte. Linia de sutură este aparentă; anfractul inferior acoperă parțial ultimul șir de tuberculi al turului anterior, dînd naștere unei false linii suturale sinuoase.

Apertura este subrotundă, mai mult înaltă decît largă, prezentînd un labrium exterior crenelat și striat la partea interioară; canalul parietal este scurt și îngust, lîngă el evidențiindu-se o carenă externă. Ornamentația apare destul de încărcată. La un exemplar tînăr protoconca este lisă; treptat se poate observa un început slab de structură, apărînd patru linii spirale, care din loc în loc sînt prevăzute cu granule fine, dispuse neregulat; între aceste granule apar lamele fine longitudinale. Pe ultimul și penultimul tur se pot observa 13—14 șiruri de tuberculi, egali ca mărime și repartizați uniform între ei, fiind așezați unii sub alții pe linii oblice. Lamele care apar între doi tuberculi în număr de 3—4 sînt mai oblice și mult mai scurte decît la turele vechi. Un tubercul de pe spirele vechi este de 10 ori mai mic decît unul de pe ultimul anfract.

D. I. variază între 5 și 12 mm; L. între 5 și 13 mm.

D.R. Exemplarul figurat de M. Hoernes are dimensiuni mai mari decît formele noastre. Fauna de *Neritopsidae*, foarte abundentă la Lăpugiu, se prezintă destul de săracă în bazinul Bahna, la fel ca și în bazinul Vienei în argilele de Baden.

Nr. 57 077 și 57 025, colecția autorului.

Loc. Valea Curchia Mare, în marnele vinete din nivelul marnc calcaros.

Ordinul MESOGASTROPODA

Suprafamilia TURRITELLACEA

Familia TURRITELLIDAE

Genul **Turritella** Lam., 1799 (= **Turritellus** Montfort, 1810)

Genotip: **Turritella terebra** L.

Subgenul ***Turritella*** s. str.

„Cochiliile de dimensiuni mijlocii pînă la foarte mari, turriculată conică. Tururile convexe, despărțite prin linii de sutură adînci, cu numeroase linii spirale care pe ultimul tur devin mai puțin pronunțate; se mai găsesc și linii de creștere curbate. Ultimul tur nu este prea înalt, partea inferioară rotundă, cu linii spirale.

Deschiderea rotunjită, marginea externă, lărgită și răsfrîntă, în partea superioară se apropie de columelă și formează un unghi ascuțit. Bordul columelar lățit la partea inferioară" (28)[1]).

Turritella (Turritella) tricarinata Brocchi 1814

(Pl. II, fig. 6, *a* și *b*)

1895 *Turritella tricarinata* Brocc.; Sacco, I molluschi . . . , XIX, p. 5, pl. 1, fig. 14.
1912 *Turritella tricarinata* Brocc.; Cerulli-Irelli, Fauna malacologica, p. 158, pl. 45, fig. 20—25.
1924 *Turritella tricarinata* Brocc.; Guillaume, Class. Turritelles, p. 305.
1952 *Turritella* (*T.*) *tricarinata* Brocc.; Gilbert, Miocène Belgique, II, p. 27, pl. 1, fig. 10.
1956 *Turritella* (*T.*) *tricarinata* Brocc.; Rasmussen, Molluscan Fauna, p. 52, pl. 4, fig. 1 a, b.

Un exemplar unic de talie medie, prezentînd profilul tururilor convexe și linia de sutură bine vizibilă, oblică. Principalul caracter al acestei specii este dat de cele trei cordoane spirale, distanțate între ele, dintre care cel median este mai evident, iar cel inferior și apoi cel superior vin în ordine descrescendă ca mărime.

În afara celor trei cordoane se poate observa și o ornamentație secundară; astfel între sutura inferioară și primul cordon, se găsesc 4—5 filete de spirale la fel ca și în spațiul dintre primul cordon și al doilea. Între al doilea și al treilea cordon se pot observa trei filete, din care al doilea apare mai proeminent; iar între ultimul cordon și sutura superioară se găsesc patru filete, mai evidente fiind al doilea și al patrulea.

[1]) Partea a III-a, p. 656.

La exemplarul pe care-l posedăm nu am putut observa striuri transversale de creștere.
Nr. 57 030, colecția autorului.
Loc. Bazinul Bahna, ogașul Curchia în marnele cenușii-vinețiu din complexul marno-calcaros.

Subgenul ***Haustator*** Montfort, 1810

Forma typica **T. (H.) gallicus** Montf. (**Haustator**) = **imbricataria** Lam.

„Cochiliile de dimensiuni mijlocii pînă la mari, zvelte, înguste, turriculate, conice, cu numeroase tururi destul de înalte, plane, despărțite prin suturi adînci liniare, adesea însă prezentînd sub linia de sutură inferioară o carenă mai mult sau mai puțin dezvoltată, cu linii spirale și de creștere foarte arcuite. Ultima tură reprezintă maximum 1/4 din înălțimea totală a cochiliei, jos trunchiată. Partea inferioară slab rotunjită, deschiderea cvadrangulară; marginea externă larg deschisă, înspre sutură mai înălțată. Columela puțin îngroșată" (28)[1]).

Turritella (Haustator) tricincta Borsoni
(Pl. II, fig. 7, *a* și *b*)

1855 *Turritella Ripeli* Partsch; Hoernes, Wiener Becken, I, p. 421, pl. 43, fig. 2.
1895 *Haustator tricinctus* Bors.; Sacco, I molluschi . . . , XIX, p. 25, pl. 2, fig. 28.
1928 *Turritella tricincta* Bors.; Friedberg, Moll, Mioc. Poloniae, I, p. 350, pl. 20, fig. 15.
1955 *Turritella* (*Arch.*) *tricincta* Bors.; Korobkov, Spravocinik po treticinîm Moll., pl. 34, fig. 15.
1958 *Turritella* (*Haustator*) *tricincta* Bors.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 138.

Cele 8 exemplare din colecția noastră sînt incomplete, prezintă o talie mare, fusiforme, cu cochilii destul de groase și cu linii suturale drepte bine marcate. Profilul spirelor este plan. Ornamentația constă din trei cordoane plate, așezate la intervale egale, cordoanele fiind formate din filete fine, cel mai de jos găsindu-se în apropierea suturii inferioare; întreaga cochilie este brăzdată de striuri fine. Către apex ornamentația se șterge, rămînînd 1—2 cordoane, iar profilul tururilor devine subconvex. Transversal se pot observa striuri de creștere fine, ce au o inflexiune mare în dreptul cordonului median.
R.D. Formele noastre se aseamănă bine, cu exemplarul tip al lui B o r s o n, figurat de F. S a c c o (22)[2]).
Nr. 57 031 și 57 104, colecția autorului.
Loc. Ogașul Curchia Mare, Bahna, în marnele din complexul marno-calcaros.

[1]) Partea a III-a, p. 653.
[2]) vol. XIX, pl. 2, fig. 28.

Turritella (Haustator) vermicularis Brocchi

(Pl. II, fig. 8, *a* şi *b*)

1856 *Turritella vermicularis* Brocc. var.; Hoernes, Wiener Becken, I, p. 422, pl. 43, fig. 17–18.
1895 *Haustator vermicularis* Brocc.; Sacco, I moluschi ..., XIX, p. 21, pl. 2, fig. 10.
1909 *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis* Brocc.; Macovei, Baz. terţ. Bahna, p. 159, pl. 11, fig. 15.
1912 *Turritella* (*H.*) *vermicularis* Brocc.; Cerulli-Irelli, Fauna malacologica, p. 163, pl. 25, fig. 1–6.
1938 *Turritella* (*H.*) *vermicularis* Brocc.; Stchepinsky, Sachélien Tunisie, p. 58, pl. 6, fig. 22–23.
1955 *Turritella* (*H.*) *vermicularis* Brocc.; Korobkov, Spravocinik po treticinîm Moll., pl. 32, fig. 9.
1958 *Turritella* (*H.*) *vermicularis* Brocc.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 138.
1958 *Turritella* (*H.*) *vermicularis* Brocc.; Hölzl, Oberbayrischen Burdigals, p. 184, pl. 17, fig. 7.

Cochilie de talie medie, alungită, groasă, turiculată cu profilul spirei subconvex, spre apex devenind drept. Linia suturală apare bine marcată, anfractele sînt depresionare în partea lor superioară şi în cea inferioară.

Forma este ornamentată cu 4 carene distincte, a doua deasupra suturii fiind mai dezvoltată şi situată în partea mediană a spirei. Numeroase filete şi coaste fine se pot observa aşezate fără o anumită ordine pe întreaga cochilie. Spre apex la tururile vechi se distinge bine o carenă mediană, celelalte elemente sculpturale ştergîndu-se treptat. De asemenea se pot observa striuri fine de trecere, care au un traseu simetric în raport cu un ax ce trece pe la jumătatea turei şi două puncte de inflexiune; sinusul, spre deosebire de *Turritella subangulata*, este mai puţin profund.

R.D. Exemplarele pe care le posedăm se aseamănă pînă la identitate cu cel figurat de F. Sacco (22) [1]).

Nr. 57 032, colecţia autorului.

Loc. Ogaşul Curchia Mare, în marnele cenuşii-vineţii din complexul marno-calcaros.

Turritella (Haustator) vermicularis perlatecincta Sacco

(Pl. II, fig. 9, *a* şi *b*)

1895 *Haustator vermicularis* Brocc. var. *perlatecincta* Sacco; Sacco, I molluschi..., XIX, p. 22, pl. 2, fig. 12.
1912 *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis* Brocc. var. *perlatecincta* Sacco; Schaffer, Miozän von Eggenburg, I, p. 162, pl. 52, fig. 26, 27, 28.
1958 *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis* var. *perlatecincta* Sacco; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 138.

[1]) vol. XIX, pl. 2, fig. 10.

Cochilia este de talie mai mică decît a speciei tip, deosebindu-se de aceasta numai prin ornamentație, care este foarte caracteristică. Se pot observa patru cordoane transversale plate, subrotunjite, dispuse în felul următor : cel inferior puternic dezvoltat, situat în apropierea suturii, al doilea în partea mediană a turului de spiră, iar celelalte două foarte apropiate dispuse la partea superioară a anfractului. Între primele două se observă 3 filete spirale, iar între celelalte cordoane 5 filete. În afară de aceasta în restul anfractului se mai găsesc și alte filete fine spirale. Rar se pot observa la exemplarele noastre striuri de creștere longitudinale.

Linia de sutură este oblică. Columela mai fină ca la forma tip, înrulată helicoidal.

R.D. Formele din colecția noastră se aseamănă bine cu unul din exemplarele de la Eggenburg (23)[1]), la care deasupra și în imediata apropiere a suturii inferioare se distinge o coastă rudimentară.

În secțiunile făcute am putut observa o cochilie mai puțin groasă decît la forma tip, la care se pot vedea totodată și zonele de depunere a materiei calcaroase. La *Turritella vermicularis* peretele despărțitor dintre camere apare gros, ondulat și oblic, în timp ce la varietatea *perlaticincta* acesta este subțire, aproape orizontal și numai la tururile de spiră mai noi ușor oblic.

Nr. 57 033 și 57 099, colecția autorului.

Loc. Ogașul Curchia Mare, în marnele cenușii din complexul marno-calcaros.

Subgenul ***Zaria*** Gray, 1847

Forma typica **T. (Z.) duplicata** Linné (**Turbo**)

„Cochilia destul de groasă, turiculată, conică. Tururile de înălțime mijlocie, cele inferioare sînt carenate, separate prin suturi liniare adînci. Primele ture prezintă linii spirale, următoarele au linii spirale și coaste puternice, cu linii de creștere mult curbate. Ultimul tur, reprezentînd o treime din înălțimea totală a cochiliei, este rotunjit, la partea inferioară foarte ușor sculptat. Deschiderea ovală, marginea externă subțire larg deschisă, către sutură puternic înălțată înainte; columela îngustă, concavă. Marginea columelară, îngroșată la partea superioară, este lățită la partea inferioară unde este mai subțire" (28)[2]).

Turritella (Zaria) subangulata Brocchi

(Pl. III, fig. 10, *a—e*)

1856 *Turritella subangulata* Brocc.; Hoernes, Wiener Becken, I, p. 428, pl. 43, fig. 5, 6, 7.

1879—1882 *Turritella subangulata* Brocc.; Fontannes, Rhône Roussillon, p. 196, pl. 11, fig. 1.

[1]) pl. 52, fig. 26.

[2]) Partea a III-a, p. 654.

1895 *Zaria subangulata* Brocc.; Sacco, I molluschi . . ., XIX, p. 9, pl. 1, fig. 30.
1903—1904 *Turritella subangulata* Brocc.; Da costa, Moll. tevt. Portugal, pl. 30, fig. 7.
1909 *Turritella (Zaria) subangulata* Brocc.; Macovei, Baz. terţ. Bahna, p. 158.
1925 *Turritella (Zaria) subangulata* Brocc.; Kautsky, Miozän von Hemmoor, p. 79, nr. 125.
1938 *Turritella (Zaria) subangulata* Brocc.; Stchepinsky, Sachélien Tunisie, p. 56, pl. 6, fig. 10.
1952 *Turritella (Zaria) subangulata* Brocc.; Gilbert, Mioc. Belgique . . ., p. 25, pl. 2, fig. 12 a — b.
1958 *Turritella (Zaria) subangulata* Brocc.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 138.

Turritella (*Zaria*) *subangulata* este cea mai răspîndită formă de gasteropod din bazinul Bahna—Orşova. Colecţia noastră cuprinde 1 416 exemplare, în majoritate fragmentare, reprezentînd aproximativ 50% din numărul de gasteropode recoltate din depozitele tortoniene ale acestui bazin.

O mică parte din forme se aseamănă bine cu *Zaria subangulata* tipul lui B r o c c h i, figurat de F. S a c c o (22) [1]).

Cochilia, de talie medie, turiculată, alungită, prezintă anfracte care cresc treptat avînd un profil puţin convex, care spre apex devine drept. Linia de sutură este adîncă şi uşor oblică.

Carena principală, situată submedian pe turul de spiră, este slab dezvoltată şi rotunjită. Întreg anfractul apare brăzdat de striuri extrem de fine, greu vizibile, inegal distribuite; deasupra şi sub carena principală se observă cîte două sau trei mai îngroşate. Striurile longitudinale de creştere sînt fine, dese şi neregulate, avînd două puncte de inflexiune situate în pătrimea anterioară şi posterioară a amfractelor. Sinusul este profund şi bine marcat între cele două puncte.
Nr. 57 016, colecţia autorului.

În afară de exemplarele tipice de *Turritella subangulata*, am mai găsit o serie de variaţii. Astfel, la mai multe exemplare se mai poate observa o carenă, mai puţin dezvoltată, situată sub sutura inferioară a anfractului şi carena principală; ea dispare spre apex la unele exemplare, în timp ce la altele se menţine.
Nr. 57 021 şi 57 022, colecţia autorului.

La alte forme, tot în cadrul speciei, se observă — sub carena principală, în partea inferioară a spirei — două sau trei carene mai puţin dezvoltate, totuşi mai pronunţate ca la exemplarele de *Turritella subangulata* f. *subacutangulata* d'Orb.
Nr. 57 015, colecţia autorului.

Se mai întîlnesc numeroase forme cu spira mai joasă, profilul aproape drept şi oblic, cu carena principală mai puţin dezvoltată decît la forma tip şi cu linia de sutură puţin vizibilă, asemănîndu-se întru-

[1]) Vol. XIX, pl. 1, fig. 30.

cîtva cu var. *depressecarinata* Sacco (22) [1]), care se deosebește prin dimensiuni.

Nr. 57 103, colecția autorului.

Altă varietate se prezintă cu un profil al spirei slab concav la care, în afară de carena principală vizibilă, se mai pot observa 14 linii spirale în alternanță cu numeroase filete.

Linia de sutură slab marcată și oblică.

Loc. În marne cenușii, în ogașele : Curchia, Curchia Mică, Crovuri, Gîrbovăț, Măndala, Viilor, Țarovăț, și la Orșova pe ogașele Tîrlui, Eșelnița.

Turritella (Zaria) subangulata ditropsis Fontannes

(Pl. III, fig. 11)

1879—1882 *Turritella subangulata* var. *ditropsis* Font., Rhône Roussillon, I p. 196, 197.
1895 *Zaria subangulata* var. *ditropsis* Font.; Sacco, I molluschi . . ., XIX, p. 11, pl. 1, fig. 31.

Forma turiculată, cu anfracte ce cresc insensibil și care au un profil puțin convex. Linia de sutură este slab vizibilă și oblică.

Ceea ce este caracteristic la această varietate sînt cele două carene egale, așezate foarte aproape una de alta în partea mediană a anfractului. Între ele se observă un singur filet spiral. Această ornamentație se continuă mai puțin marcată și spre tururile inițiale, spre apex. În afară de cele două carene se mai observă 19—20 de filete inegal dezvoltate, cele foarte fine alternînd cu altele mai evidente.

Striurile de creștere transversale sînt dese și invizibile cu ochiul liber. La exemplarele noastre, pe anfractele tinere se poate observa o a treia carenă foarte slab dezvoltată, care se șterge treptat spre apex.

Nr. 57 017, colecția autorului.

Loc. În bazinul Bahna, ogașul Curchia Mare, în marnele vinete din complexul marno-calcaros.

Turritella (Zaria) subangulata spirata Brocchi

(Pl. III, fig. 12, *a—d*)

1879—1882 *Turritella subangulata* var. *acutangulata* Brocchi; Fontannes, Rhône Roussillon I, p. 196 (pars), pl. 11, fig. 1.
1895 *Zaria subangulata* var. *spirata* Bron,; Sacco, I molluschi . . ., XIX, p. 10, pl. I, fig. 34.
1933 *Turritella subangulata* var. *spirata* Bron.; Nițulescu, Studiul dezvoltării ontogenetice a cochiliei de *T. subangulata* var. *spirata* Bron.

Cochilia de talie mică, turiculată, are carena simplă, puternică și așezată submedian; partea inferioară a turului de spiră pînă la carenă

[1]) pl. 1, fig. 32.

este convexă, porțiunea de deasupra acesteia fiind dreaptă și înclinată. Linia de sutură vizibilă și oblică.

Între sutura inferioară și carenă se pot observa 10—11 filete fine, greu vizibile cu ochiul liber, în partea superioară a anfractului găsindu-se 17—18 filete.

Columela apare fină, elicoidal înrulată; tururile de spiră sînt căptușite cu o peliculă calcaroasă, porțelanoasă, primele anfracte fiind umplute cu perlă de calcită.

R.D. Formele noastre se aseamănă pînă la identitate cu exemplarele figurate de O. Nițulescu de la Lăpugiul-de-Sus, putînd fi separate unele exemplare „zvelte și alungite" (20)[1]), de altele „scurte și mai pîntecoase" [2]).

Se deosebește de forma tip a lui Brocchi printr-o talie mai redusă, o carenă submediană mai puternică și mai bine marcată și prin lipsa altor coaste mai puțin dezvoltate în afara filetelor spirale fine.

Nr. 57 081, 57 080 (secțiune), 57 079 (forma pîntecoasă) și 57 035 (secțiune), colecția autorului.

Loc. Se găsește în întreg bazinul Bahna, în marnele vinete-cenușii din complexul marno-calcaros.

Turritella (Zaria) subangulata polonica Friedberg (1909)

(Pl. III, fig. 13, *a—d*)

1853 *Turritella subangulata* Brocc.; Eichwald, Lethaea rossica, p. 279—280, pl. 10, fig. 22.
1853 *Turritella spirata* Brocc.; Eichwald, Lethaea rossica, p. 281—282, pl. 10, fig. 24.
1928 *Turritella subangulata* Brocc.; Friedb., Moll. Mioc. Poloniae, p. 331, pl. 19, fig. 17—18.
1955 *Turritella* (*Torculoidella*) *subangulata* Brocc. var. *polonica* Friedb.; Moisescu, Fauna de la Buituri, p. 128—130, pl. 11, fig. 1—10.
1955 *Turritella* (*Torculoidella*) *subangulata* var. *polonica* Friedb.; Korobkov, Spravocinik po treticinîm Moll., p. 220, pl. 34, fig. 6, 7.
1958 *Turritella subangulata polonica* Friedb.; Sieber Gastropoden des Wiener Beckens, p. 138.

Cochilie alungită turiculată, de obicei cu anfracte joase, scalariforme, ușor convexe datorită carenei. Tururile de spiră cresc insensibil și au o linie de sutură fină și slab oblică. Carena, situată median, este bine dezvoltată și rotunjită. Totodată se mai observă filete spirale, alternînd cu altele mai groase, repartizate în mod egal pe suprafața anfractului; numărul lor se ridică la 13—14 filete de la sutura inferioară la carena mediană și încă 15—16 deasupra acesteia.

R.D. Aspectul scalariform și carena situată median sînt caracterele esențiale care fac să se deosebească această varietate de forma tip.

Nr. 57 036, colecția autorului.

[1]) pl. IV, fig. 3, a—b.
[2]) pl. IV, fig. 3, a— d.

Varietăți. Marea variabilitate a acestei forme a fost remarcată deja de toți autorii care au studiat-o; dintre aceștia G. M o i s e s c u deosebește o serie de morfe în care grupează diferitele tipuri. La Bahna noi am putut recunoaște numai două, și anume cele notate de autoare ca morfele B și D.

Forma B. Posedăm doar fragmente la care am putut observa o carenă principală bine distinctă, rotunjită, situată aproape median și o a doua carenă așezată deasupra suturii inferioare, mai puțin dezvoltată, totuși distinctă. Porțiunea dintre cele două carene este convexă, brăzdată de 5—6 filete mai dezvoltate în care se intercalează alte filete fine, foarte greu vizibile.

Între carena principală și sutura inferioară se dispun între 7 și 8 filete mai puternice, alternînd cu altele fine. Linia de sutură este puțin oblică și în parte acoperită de carena inferioară.

Nr. 57 037 și 57 105, colecția autorului.

Forma D. Exemplarele au o talie mijlocie, anfractele prezentînd un profil slab convex, cu linia de sutură puțin marcată și oblică. Carena mediană nedezvoltată, la unele exemplare vizibilă, mai ales la tururile mai vechi, spre apex. În baza anfractului se mai observă o a doua carenă inferioară, puțin dezvoltată. În afară de cele două carene amintite se mai pot observa 36—47 de filete mai dezvoltate, dispuse regulat pe suprafața turului de spiră prin alternanță cu filete foarte fine.

Nr. 57 009 colecția autorului.

Loc. Ogașul Curchia, marne cenușii-vinete din complexul marno-calcaros.

Subgenul ***Archimediella*** Sacco, 1895

Subgenotip ***T. (A.) archimedis*** Brongniart

„Cochilie mijlocie, zveltă, turriculat conică. Tururi destul de înalte despărțite prin suturi liniare, au două coaste puternic teșite, cu linii spirale dese între ele și chiar peste carene, precum și linii de creștere slab curbate. Ultimul tur reprezintă circa 1/4 din înălțimea cochiliei, în partea de jos cu o coastă mai pronunțată, partea superioară este plată, turtită cu coaste spirale de filete. Deschiderea ovală, marginea externă ușor răsfrîntă și lărgită.

Columela concavă netedă, marginea columelară îngustă și subțire" (28)[1]).

Turritella (Archimediella) erronea Cossman

(Pl. IV, fig. 14, *a* și *b*)

1856 *Turritella Archimedis* Brong.; Hoernes, Wiener Becken, I, p. 424, pl. 43, fig. 13—14.
1895 *Archimediella Archimedis* Brong.: Sacco, I molluschi . . ., XIX, p. 19.

[1]) Partea a III-a, p. 656—657.

1912 *Turritella* (*A.*) *Archimedis* Brong.; Schaffer, Miozän von Eggenburg, p. 163, pl. 53, fig. 12.

1950 *Turritella* (*A.*) *erronea* Cossm.; Meznerics, Fauna von Hidas, p. 25.

1954 *Turritella* (*A.*) *erronea* Cossm.; Meznerics, Helv. und Torton., p. 17.

1955 *Turritella* (*Torculoidella*) *erronea* Cossm.; Moisescu, Fauna de la Buituri, p. 127, pl. 10, fig. 13, 16, 17.

1956 *Turritella* (*A.*) *archimedis* Brong.; Rasmussen, Molluscan Fauna, p. 53, pl. 4, fig. 2.

1958 *Turritella* (*A.*) *erronea* Cossm.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 138.

Din această specie avem recoltate exemplare incomplete, de talie mică spre mijlocie, alungite, cu anfractele bicarinate și brăzdate de aproximativ 25 de filete egale, puțin distincte cu ochiul liber.

Carenele se prezintă rotunjite, dispuse în partea inferioară și deasupra zonei mediane a spirei, păstrînd între ele de-a lungul anfractelor o distanță egală. Zona mediană cuprinsă între cele două carene apare convexă. Linia de sutură este slab marcată și oblică.

R.D. Exemplarul nostru corespunde cu formele figurate de B. L. Rasmussen și F. Schaffer ca dimensiuni și ornamentație, deosebindu-se de exemplarul din figura 14 a lui M. Hoernes (12), care prezintă o talie mare și filete spirale în număr mai redus.

Nr. 57 008, colecția autorului.

Loc. Ogașul Curchia, în marnele cenușii-vinete din complexul marno-calcaros.

Turritella (Archimediella) bicarinata subtricarinatula Sacco

(Pl. IV, fig. 17).

1895 *Archimediella bicarinata* var. *subtricarinatula* Eichw.; Sacco, I molluschi . . . , XIX, p. 15, pl. 1, fig. 49.

Cochilie alungită conică, de talie mijlocie; anfractele prezintă un profil plan, cu linia de sutură aproape dreaptă, foarte ușor oblică. Un tur de spiră apare brăzdat de două coaste puternice, egale, prima așezată în porțiunea mediană a anfractului, iar a doua în partea superioară în imediata apropiere a suturii. În bază se mai poate observa o coastă mai puțin dezvoltată, dar care se menține de-a lungul întregii cochilii împreună cu coasta mediană; cea superioară se șterge treptat pînă la totala ei dispariție. În spațiile libere se pot observa circa 5 filete, spirale fine.

Unicul exemplar din colecția noastră este fragmentar.

R.D. Se poate asemăna cu *Archimediella bicarinata* var. *taurocrassula* Sacco (22) [1]), de care se deosebește însă prin faptul că prezintă două coaste inferioare.

Nr. 57 038, colecția autorului.

Loc. Ogașul Curchia, marne cenușii-vinete din complexul marno-calcaros.

[1]) vol. XIX, fig. 48.

Turritella (Archimediella) turris Basterot

(Pl. IV, fig. 16)

1856 *Turritella turris* Bast.: Hoernes, Wiener Becken, I, p. 423, pl. 43, fig. 15—16.
1895 *Turritella turris* Bast.; Sacco, I molluschi . . . , XIX, p. 3.
1928 *Turritella turris* Bast.; Friedb., Moll. Mioc. Poloniae, p. 327, pl. 19, fig. 14—15 și p. 328, fig. 70 (text).
1955 *Turritella* (*Archimediella*) *turris* Bast.; Moisescu, Fauna de la Buituri, p. 123—124, pl. 10, fig. 11.
1955 *Turritella* (*Archimediella*) *turris* Bast.; Korobkov, Spravocinik po treticinim Moll., p. 222, pl. 34, fig. 8, 9, 10.

Formă turiculată, de talie mică spre mijlocie, cu anfractele convexe și mai mult late decît înalte.

Ca ornamentație se pot observa trei coaste bine dezvoltate, distincte, cu numeroase filete spirale interspațiale; coasta mediană, așezată la extremitatea superioară a părții inferioare a spirei, este mai dezvoltată. Între sutura inferioară și prima coastă și între ultima coastă și sutura superioară se dezvoltă cîte două coaste mai fine, cea de la partea superioară fiind mai evidentă; spațiul dintre ele apare brăzdat de 6—8 filete spirale.

Liniile de creștere fine, nu prezintă un punct de inflexiune vizibil, după cum arată L. Guillaume, el găsește totuși foarte aproape de sutura inferioară, neoferind o linie de simetrie în raport cu o axă.

R.D. Forma pe care o atribuim speciei *T. turris* Bast. se aseamănă pînă la identitate, atît ca dimensiuni cît și ca sculptură, cu exemplarele figurate de W. Friedberg (8) [1]. Exemplarele de *Turritella* figurate de ceilalți autori se deosebesc prin faptul că ele nu au carena mediană mai dezvoltată, fiind în general forme de talie mare, dacă ne referim la turritellele figurate de M. Hoernes și I.A. Korobkov (15) [2].

Nr. 57 039, colecția autorului.

Loc. Ogașul Curchia — Bahna, în marne cenușii-vinete din complexul marno-calcaros.

Turritella (Archimediella) dertonensis Mayer

(Pl. IV, fig. 18)

1895 *Archimediella dertonensis* May.; Sacco, I molluschi . . . , XIX, p. 12, pl. 1, fig. 39.
1928 *Turritella dertonensis* May.; Friedb., Moll. Mioc. Poloniae, p. 338—339, pl. 11, fig. 25.
1958 *Turritella* (*Arch.*) *dertonensis* May.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 138.

[1]) 1928, p. 328, fig. 70.
[2]) Cu excepția fig. 10 care este o formă de Buituri.

Cochilie groasă, turriculată, cu anfractele mai mult late decît înalte, prezentînd un profil aproape plan şi cu linia de sutură oblică, slab marcată.

Sculptura, foarte caracteristică acestei specii, prezintă două carene rotunjite şi egale, una aşezată deasupra suturii inferioare, iar a doua dispusă median. În partea superioară a anfractului, deasupra celor două carene se pot observa trei coaste fine transversale, prima fiind mai dezvoltată decît celelalte două. Spre apex ele se şterg treptat, rămînînd vizibile doar cele două carene. La tururile de spire mai noi se pot observa striuri de creştere fine şi foarte dese.

R.D. Exemplarul pe care îl posedăm se aseamănă cu forma figurată de W. Friedberg (8)[1]. El se deosebeşte de cel figurat de F. Sacco (22)[2], care prezintă porţiunea între carena a doua şi sutura superioară slab convexă dar corespunde întocmai ca ornamentaţie.

Nr. 57 040, colecţia autorului.

Loc. Ogaşul Curchia — Bahna, marnele vinete-cenuşii din complexul marno-calcaros.

Turritella (Archimediella?) pulchra Friedberg, 1909

(Pl. IV, fig. 15)

1909 *Turritella pulchra* Friedb., Moll. Mioc. Poloniae, I, p. 347—348, pl. 20, fig. 12 a—b.
1958 *Turritella (Arch.?) pulchra* Friedb.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 138.

În colecţie avem două fragmente de cochilie, lăţimea turului de spiră final 10 mm, iar înălţimea aproximativ 5 mm.

Formă turriculată, cu tururile de spiră crescînd repede, anfractele tinere sînt de obicei subconvexe aproape plane, rotunjindu-se către apex. Linia de sutură puţin marcată, slab oblică, aproape dreaptă. Ornamentaţia constă din striuri fine, dese, dispuse pe tot anfractul, vizibile cu ochiul liber. Se mai pot observa două carene mai distincte, plate, uşor rotunjite, cea superioară, situată median, mai puţin dezvoltată decît cea inferioară ce apare în apropierea suturii. Striurile de creştere longitudinale formează o largă inflexiune în partea mediană a anfractului.

R.D. Exemplarele noastre se aseamănă bine cu cele figurate de W. Friedberg.

Nr. 57 007, colecţia autorului.

Loc. Ogaşul Curchia Mare — Bahna, marnele vinete-cenuşii din complexul marno-calcaros.

---

[1]) 1928, fig. 26.
[2]) vol. XIX, fig. 39.

Suprafamilia **ARCHITECTONIACEA**

Familia **ARCHITECTONICIDAE (SOLARIIDAE)**

(= **SOLARIUM** Lamarck, 1798; = **ARCHITECTONA** Gray, 1847

Genul **Architectonica** (Bolten, 1798—Röding, 1799)

Genotip: **A. perspectiva** (Linné)

Subgenul ***Architectonica*** s. str.

Architectonica (Architectonica) simplex Bronn

(Pl. V, fig. 19, *a—c*)

1853 *Solarium carocollatum* Lam.; Eichwald, Lethaea rossica, p. 249.
1856 *Solarium simplex* Bronn; Hoernes, Wiener Becken, p. 463, pl. 46, fig. 3.
1878–1882 *Solarium simplex* Bronn; Fontannes, Rhône Roussillon, I, p. 137, pl. 8, fig. 4.
1892 *Solarium simplex* Bronn; Sacco, I molluschi..., XII, p. 45, pl. 1, fig. 49.
1923 *Solarium simplex* Bronn; Friedberg, Moll. Mioc. Poloniae, p. 413, 414, pl. 25, fig. a, b, c.
1925 *Solarium simplex* Bronn; Kautsky, Miozän von Hemmoor, p. 64.
1952 *Solarium simplex* Bronn; Gilbert, Miocène Belgique, p. 29, pl. 2, fig. 14.
1954 *Architectonica simplex* Bronn; Meznerics, Helvet. und Torton., p. 18, pl. 1, fig. 16—18.
1955 *Architectonica* (*A.*) *simplex* Bronn; Korobkov, Spravocinik po treticinim Moll., p. 136.
1958 *Architectonica* (*A.*) *simplex* Bronn; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 139.

Cochilia acestei specii este fină, de talie mică, cu aspect discoidal puţin conic, prezentînd 5 1/2 tururi de spiră joase, uşor convexe, aproape plate. Protoconca, vizibilă şi bine dezvoltată, este formată dintr-un anfract şi jumătate, apare rotunjită şi netedă.

Anfractele, despărţite printr-o linie de sutură fină, slab marcată, sînt prevăzute cu două cordoane aproape egale. Cel extern mai dezvoltat, uşor rotunjit, aproape plat, se continuă pe lîngă protoconcă. Urmează o zonă depresionară foarte îngustă şi apoi cel de-al doilea cordon, mai mic, rotunjit, ornamentat ca şi cel anterior, cu granule fine, egale, bine vizibile la tururile mai vechi. Pe întreaga suprafaţă a cochiliei se mai pot observa bine spirale fine, rare şi altele foarte dese radiare.

Ultimul anfract mai dezvoltat apare carinat datorită celor două cordoane.

Apertura se prezintă cu formă uşor rotunjită subtrapezoidală.

Trecerea spre bază se face brusc. Pe suprafaţa bazală se pot observa coaste fine, radiare, mai pronunţate în apropierea ombilicului. Acesta apare profund şi înconjurat de o zonă formată din tuberculii diseminaţi

alungiți, limitat de un șanț drept și adîncit, unde zona tuberculată dispare rapid.

D. I. aproximativ 4 mm; D. 10 mm.

R.D. Singurul exemplar pe care îl avem din bazinul Bahna se aseamănă bine cu exemplele figurate de M. Hoernes și W. Friedberg(8)[1]). Se deosebește de formele din bazinul mediteranean, unde *Solarium simplex* este o formă comună, prezentînd dimensiuni mult mai mari.

Nr. 57 026, colecția V. Pîcleșanu.

Loc. Racovăț, Ilovița.

Architectonica (Achitectonica) millegranum Lamarck

(Pl. V, fig. 20, *a—f*)

1856 *Solarium millegranum* Lam.; Hoerness, Wiener Becken, I, p. 465, pl. 46, fig. 4 a b, c.

1892 *Solarium millegranum* Lam.; Sacco, I molluschi ..., XII, p. 59, pl. 2, fig. 18.

1955 *Architectonica* (*Solariaxis*) *millegranum* Lam., Korobkov, Spravocinik po treticinim Moll., pl. 13, fig. 19 a, b, c.

1958 *Architectonica* (*A.*) *millegranum* Lam.; Sieber, Gastropoden des Wiener Beckens, p. 139.

Exemplarul pe care îl avem este de talie mică, de formă rotundă subconică, cu cinci anfracte puțin convexe, depresionare în bază, din acest motiv la ultimul tur apare o carenă zimțată pe margini și străbătută de trei șisturi tuberculate. Anfractele apar ornamentate cu 6—8 șiruri concentrice de tuberculi, mai puternici lîngă sutură și mai șterși în marginea exterioară a anfractelor; primele trei șiruri din apropierea suturii au tuberculii egal dezvoltați.

Suprafața bazală se prezintă foarte bombată, acoperită în întregime cu șiruri spirale tuberculate, dintre care două mai dezvoltate în jurul ombilicului; ea începe sub carena ultimului tur cu o zonă depresionară.

Ombilicul este adînc și mai larg decît la *Solarium simplex*, brăzdat pe toată întinderea sa de două șiruri tuberculate, care se întrerup într-un șanț mai larg și mai puțin profund decît la specia amintită.

Apertura este aproape rotundă, cu labinul extern fin, în mijlocul căruia se termină carena zimțată a ultimului tur.

D. I. 5 mm; L. 11 mm.

R.D. Corespunde cu formele figurate de M. Hoernes, W. Friedberg, I. A. Korobkov.

Nr. 57 027, colecția V. Pîcleșanu.

Loc. Ogașul Racovăț, Ilovița, marnele cenușii-vinete din complexul marno-calcaros.

[1]) 1923, pl. 25, fig. 5, a—c, forma juvenilă.

Subgenul ***Solariaxis*** Dall., 1892 ***Granosolarium*** Sacco, 1892)

Forma typica **A. (S). elaborata** (Conrad) (= **Solarium**)

Architectonica (Solariaxis) criticum Boettger

(Pl. V, fig. 22)

1906 *Solarium* (*Torinia*) *criticum* Boettger, Kostej, III, p. 137, nr. 475.

1934 *Solarium* (*Solariaxis*) *criticum* Boett.; Zilch, Fauna von Kostej, p. 218, pl. 7, fig. 18 a, b, c.

Singurul exemplar care reprezintă această specie în bazinul Bahna are o talie foarte redusă și o formă discoidală, slab convexă. Cochilia apare formată din 3 1/2 anfracte; între acestea protoconca ocupă 11/2 tur fiind bine dezvoltată, cu spirele foarte rotunjite, înalte și netede. Restul anfractelor sînt subconvexe. Ultimul tur prezintă o carenă sub care se găsește o zonă slab depresionară; de la aceasta se dezvoltă suprafața bazală subconvexă, în mijlocul căreia se dispune ombilicul adîncit și destul de îngust.

Ornamentația cochiliei este bine evidențiată, alcătuită din 4 șiruri spirale de tuberculi. Începînd de la marginea exterioară a ultimului anfract, unde se observă carena, cu șirul de tuberculi egali și bine dezvoltați, urmează două rînduri de tuberculi mai mici, dintre care cei externi mai mari ca, apoi, în apropierea suturii, al 4-lea șir să prezinte din nou tuberculi, dar nu atît de dezvoltați ca cei ai carenei. Între ei se dispun zone înguste depresionare.

Suprafața bazală prezintă 5 șiruri de tuberculi care descresc de la margine spre ombilic. În jurul acestuia există însă un șir de tuberculi puternici ce-l căptușesc.

Apertura, romboidală, se prezintă mai mult lată decît înaltă. *D*.I. 1 mm; D. 2,5 mm.

Nr. 57 028, colecția autorului.

Loc. Ogașul Curchia, în marne cenușii-vineții din complexul marno-calcaros.

Architectonica (Solariaxis) kostejanum Boettger

(Pl. V, fig. 21, *a—c*)

1906 *Solarium* (*Granosolarium*) *Kosltejannum* Boettger, Kostej, III, p. 135, nr. 471.

1934 *Solarium* (*Solariaxis*) *kostejanum* Boett.; Zilch, Fauna von Kostej, p. 218, pl. 7, fig. 17 a, b, c, nr. 106.

Cochilia, de talie mică, se prezintă lenticulară, subconvexă și slab carenată, formată din patru anfracte, dintre care protoconca, vizibilă și netedă, reprezintă 1 1/2 tur de spiră. Celelalte anfracte sînt depresionare și ușor convexe, brăzdate de șiruri regulate, fin tuberculate. Ultimul tur de spiră, mai dezvoltat decît celelalte, este prevăzut cu 7 șiruri spirale

tuberculate, dintre care 5 sînt aproape egale, al şaselea mai dezvoltat ca cele anterioare, iar al şaptelea, care reprezintă carena, este bine evidenţiat, lat, profund brăzdat de tuberculi alungiţi.

Linia de sutură este fină şi net marcată.

Suprafaţa bazală se prezintă slab concavă, în partea ei centrală situîndu-se ombilicul îngust şi profund.

Ornamentaţia suprafeţei bazale este caracteristică acestei specii. De la carena ultimului anfract se poate observa o mică zonă depresionară, în care se găseşte un şir fin de tuberculi. Urmează două brazde spirale tuberculate mai evidente între ele, dezvoltîndu-se trei şiruri fine, şi egale, apoi se evidenţiază o zonă lată, cu coaste radiare şi alungite, din loc în loc bifide, după aceasta din urmă se poate observa o a doua zonă fin costată, îngustă, prevăzută cu coaste puternice şi mult mai rare, care căptuşesc întreaga suprafaţă a ombilicului.

Apertura este puţin turtită, mai mult lată decît înaltă, de formă trapezoidală cu bordul exterior ascuţit.

D. I. 3,25 mm; înălţimea aperturii 2,25 mm.

D. 8 mm; lăţimea aperturii 3 mm.

R.D. Singurul nostru exemplar bine conservat se aseamănă pînă la identitate cu exemplarul lui O. Boettger figurat de A. Zilch, forma noastră fiind ceva mai mare.

O. Boettger, în diagnoza făcută acestei specii, arată că diametrul maxim al formei ar fi de 6 mm, dar revine asupra acestei cifre, după ce găseşte unele exemplare incomplete, cu diametre mai mari (7,50 mm).

Nr. 57 029, colecţia autorului.

Loc. Ogaşul Curchia — Bahna, în marnele cenuşii-vinete din complexul marno-calcaros.

К ИЗУЧЕНИЮ ТОРТОНСКОЙ ФАУНЫ БАССЕЙНА БАХНА—ОРШОВА ГАСТРОПОДЫ. I

(Семейства: FISSURELLIDAE, TURBINIDAE, ASTRAEA, NERITOPSIDAE, TURRITELLIDAE, ARCHITECTONICIDAE)

РЕЗЮМЕ

В бассейне Бахна — Оршова, находящемся в западной части Румынской Народной Республики, автор статьи в сотрудничестве с Флорианом Маринеску, выделили следующие миоценовые отложения, включенные между угленосной формацией (отнесенной в прошлом к гельвету — нижнему тортону) и сарматом:

1. Песчанистый горизонт с глинами, мергелями и известняками, в котором выделяются следующие три горизонта: горизонт мергелистых известняков, горизонт песчано-глинистых и мергелистых пород и горизонт рассланцованных глин.

2. Толща песков и галечников, включающая бугловские отложения, завершающие верхнетортонский цикл осадконакопления.

В описанных напластованиях наблюдается постепенное обеднение фауной, вызванное опреснением воды; вследствие чего в толще песков и галечников наряду с редкими раковинами Planorbis встречаются экземпляры Helix и Lacerta sp.

Самая богатая фаунистическая ассоциация с нормальным морским характером развита в горизонте мергелистых известняков и в нижней части горизонта песчано-глинистых и мергелистых отложений, причем лучшей сохранности экземпляры встречаются в мергелях. Главные фаунистические точки располагаются вдоль северо-западного обрамления бассейна между реками Бахной и Оршовой. Эти точки в направлении с севера на юг располагаются в следующем порядке:

Фаунистическая точка Куркия, около с. Бахна, широко известная и часто упоминаемая в литературе; затем точки Леспези, Огашул Тукий, по ручью Раковэц, в балке Виилор, в окрестностях села Иловица, в балке Тырлуй ла Жупалник, около Оршовы.

Большое богатство и разнообразие фауны, развитой в Куркия, выдвигают ее на одно из первых мест, наряду с другими, пользующимися большой известностью фаунистическими точками РНР, как например Лэпуджи, Буитури и Коштей. Списки ископаемых, найденных в этой точке и соответствующих описанию, находятся в трудах Г. Штефэнеску [26], М. Дрэгичану [5], Т. Фукса [9] и Г. Маковея [16], среди которых последний значительно обогатил фаунистический список и дал описание некоторых форм, представленных в основном каралловыми.

Из общего обзора всей фауны вытекает, что самыми распространенными являются виды Turritella subangulata и Corbula gibba, составляющие 50% общего количества гастропод и соответственно пластинчатожаберных. Кроме этого вся фауна представлена в основном экземплярами мелких и средних размеров, а представители некоторых видов, развитые на этой ограниченной площади бассейна, отличаются более мелкими размерами сравнительно с экземплярами, проживавшими по соседству в открытом море.

В настоящей статье, открывающей серию работ, посвященных описанию всей тортонской фауны, автор дает описание 18-ти видов и 4-х подвидов семейств Fissurellidae, Turbinidae, Astraea, Neritopsidae, Turritellidae и Architectonicidae.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 1. — Fissurellidae (Papillaea) clypeata Grateloup, № 57023, коллекция авт. (4,7×).

Рис. 2. — Turbo (Sarmaticus) mamillaris Eichwald: *a*, *b* — № 57013, коллекция Вл. Пыклешану (1×): *c*, *d* — то же (2×); *e* — № 57024, коллекция авт. (2×).

Рис. 3. — Astraea (Bolma) meynardi Michelotti: *a, b, c* — № 57010, коллекция авт. (1,5×); *d* — № 57106, коллекция авт., отпечаток того же экземпляра (1×); e— то же — (1,5×); *f, g* — № 57102, коллекция авт., оперкул (1,5×).

Рис. 4. — Astraea (Bolma) perangulata spinosa Friedberg: *a, b* — № 57013, коллекция В. Пышклешану (1×); *c, d* — то же (2×).

Таблица II

Рис. 5. — Neritopsis radula Linné: *a, b, c* — № 57077, коллекция авт. (2,2×); *d, f*, № 57025, коллекция авт. (2,5×).

Рис. 6. — Turritella (Turritella) tricarinata Brocchi: *a* — № 57030, коллекция авт. (1×); *b* — то же (2,25×).

Рис. 7. — Turritella (Haustator) tricincta Borsoni: *a* — № 57031, коллекция авт. (1×); *b* — № 57104, коллекция авт., продольное сечение (1,2×).

Рис. 8. — Turritella (Haustator) vermicularis Brocchi: *a* — № 57032, коллекция авт. (1×); *b* — № 57100, коллекция автора, продольное сечение (1×).

Рис. 9. — Turritella (Haustator) vermicularis perlatecincta Sacco: *a* — № 57033, коллекция авт. (1×); *b* — № 57099, коллекция авт. продольное сечение (1,3×).

Таблица III

Рис. 10. — Turritella (Zaria) subangulata Brocchi: *a* — № 57016, коллекция авт. (2×); *b* — № 57021, коллекция авт. (2×); *c* — № 57022, коллекция авт. (2×); *d* — № 57015, коллекция авт. (2×); *e* — № 57103, коллекция авт. (2,80×).

Рис. 11. — Turritella (Zaria), subangulata ditropsis Fontannes: № 57017, коллекция авт. (2,3×).

Рис. 12. — Turritella (Zaria) subangulata spirata Brocchi: *a* — № 57081, коллекция авт., тонкобрюхая форма (2×); *b* — № 57080, коллекция авт., продольное сечение (2×); *c* — № 57035, коллекция авт., продольное сечение (2×); *d* — № 57079, коллекция авт., толстобрюхая форма (2×).

Рис. 13. — Turritella (Zaria) subangulata polonica Friedberg: *a* — № 57036, коллекция авт. (3×); *b* — № 57037, коллекция авт., форма *B*, Г. Мойсеску (2×); *c* — № 57105, коллекция авт., то же (2×); *d* — № 57009, коллекция авт., форма *D*, Г. Мойсеску (2×).

Таблица IV

Рис. 14. — Turritella (Archimediella) erronea Cossman: *a* — коллекция В. Пыкле шану (1,5×); *b* — № 57008, коллекция авт. (2×).

Рис. 15. — Turritella (Archimediella) pulchra Friedberg, № 57007, коллекция авт. (2,5×).

Рис. 16. — Turritella (Archimediella) turris Basterot, № 57038, коллекция авт. (2×).

Рис. 17. — Turritella (Archimediella) bicarinata subtricarinatula Sacco, № 57039, коллекция авт. (2×).

Рис. 18. — Turritella (Archimediella) dertonensis Mayer, № 57040, коллекция авт. (2×).

Таблица V

Рис. 19. — Architectonica (Architectonica) simplex Bronn: *a, b, c* — № 57026, коллекция В. Пыклешану (2×).

Рис. 20. — Architectonica (Architectonica) millegranum Lamarck: *a, b, c* — № 57027, коллекция В. Пыклешану (1×); *d, e, f* — то же (2×).

Рис. 21. — Architectonica (Solariaxis) kostejanum Boettger : *a*, *b*, *c* — № 57029, коллекция авт. (3×).

Рис. 22. — Architectonica (Solariaxis) criticum Boettger : *a*, *b* — № 57028, коллекция авт. (7×).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA FAUNE TORTONIENNE DU BASSIN BAHNA — ORȘOVA

GASTÉROPODES. I (Fam. *FISSURELLIDAE*, *TURBINIDAE*, *ASTRAEA*, *NERITOPSIDAE*, *TURRITELLIDAE*, *ARCHITECTONICIDAE*)

RÉSUMÉ

Dans le bassin Bahna—Orșova, situé à la partie occidentale de la République Populaire Roumaine, l'auteur, en collaboration avec Florian Marinescu, ont distingué dans les terrains miocènes, compris entre la formation carbonifère (antérieurement attribuée à l'Helvétien-Tortonien inférieur) et le Sarmatien, les horizons suivants :

1. L'horizon sablonneux à argiles, marnes et calcaires, où ils ont distingué un niveau marno-calcaire, un niveau marno-argilo-sablonneux et un niveau à argiles schisteuses.

2. Le complexe de sables et de graviers qui comprend aussi le Buglovien et clôt l'étape de sédimentation du Tortonien supérieur.

Cette succession accuse, parallèlement à l'adoucissement de l'eau, un appauvrissement graduel de la faune, de sorte que le complexe de sables et de graviers comprend quelquefois de rares coquilles de *Planorbis*, en même temps que des *Helix* et *Lacerta* sp.

L'ensemble de fossiles le plus riche, et qui conserve ses traits marins normaux, se trouve dans le niveau marno-calcaire et dans la moitié inférieure du niveau argilo-marno-sablonneux ; la faune le mieux conservée se trouve dans les marnes. Les points fossilifères les plus importants sont répandus le long du cadre N-O du bassin, entre Bahna et Orșova ; ce sont, en allant du N au S :

Curchia, au voisinage du village de Bahna, point classique, mentionné par tous les auteurs antérieurs ; Lespezi, les ruisseaux Țuchii, Racovăț et Viilor, aux environs du village de Ilovița ; le ruisseau Tîrlui à Jupalnic, près Orșova.

Par suite de la grande variété et de la richesse de sa faune, Curchia est, de même que Lăpugi, Buituri et Coștei, l'un des point fossilifères les plus importants de la République Populaire Roumaine. Des mentions et des listes de fossiles recueillis à Curchia se trouvent dans les travaux de Gr. Ștefănescu, M. Drăghiceanu, Th. Fuchs et Gr. Macovei. Ce dernier ne s'est pas contenté d'en enrichir considérablement l'inventaire, mais a donné aussi la description de certaines formes, pour la plupart des Coralliaires.

Un aperçu de l'ensemble des fossiles montre que les espèces les plus fréquentes sont *Turritella subangulata* et *Corbula gibba*, représentant chacune 50% des Gastéropodes et, respectivement, des Lamellibranches. Une autre constatation est celle que la faune est, en général, de taille petite et moyenne, les formes de grande taille étant plutôt rares ; d'autre part, les exemplaires de chacune de ces espèces sont plus petits dans ce bassin peu étendu, que ceux qui se sont développés dans des régions proches, de mer ouverte.

Dans cette Note, la première d'une série consacrée à la faune tortonienne, l'auteur décrit 18 espèces et 4 sous-espèces appartenant aux familles des *Fissurelidae*, *Turbinidae*, *Astraea*, *Neritopsidae*, *Turritellidae* et *Architectonicidae*.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Fig. 1.— *Fissurellidae* (*Papillaea*) *clypeata* Grateloup, nº 57 023, coll. de l'auteur (4,7 ×).

Fig. 2.— *Turbo* (*Sarmaticus*) *mamillaris* Eichwald : *a*, *b*, nº 57 013, coll. V. Picleşanu (1 ×) ; *c*, *d*, idem (2 ×) ; *e*, nº 57 024, coll. de l'auteur (2 ×).

Fig. 3.— *Astraea* (*Bolma*) *meynardi* Michelotti : *a*, *b*, *c*, nº 57 010, coll. de l'auteur (1,5 ×) ; *d*, nº 57 106, coll. de l'auteur, empreinte du même exemplaire (1 ×) ; *e*, idem, moulage de l'empreinte (1,5 ×) ; *f*, *g*, nº 57 102, coll. de l'auteur, opercule (1,5 ×).

Fig. 4. — *Astraea* (*Bolma*) *perangulata spinosa* Friedberg : *a*, *b*, nº 57 013, coll. V. Picleşanu (1 ×) ; *c*, *d*, idem (2 ×).

Planche II

Fig. 5. — *Neritopsis radula* Linné : *a*, *b*, *c*, nº 57 077, coll. de l'auteur (2,2 ×) ; *d*, *e*, *f*, nº 57 025, coll. de l'auteur (2,5 ×).

Fig. 6. — *Turritella* (*Turritella*) *tricarinata* Brocchi : *a*, nº 57 030, coll. de l'auteur (1 ×) ; *b*, idem (2,25 ×).

Fig. 7. — *Turritella* (*Haustator*) *tricincta* Borsoni : *a*, nº 57 031, coll. de l'auteur (1 ×) ; *b*, nº 57 104, coll. de l'auteur, coupe longitudinale (1,2 ×).

Fig. 8. — *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis* Brocchi : *a*, nº 57 032, coll. de l'auteur (1 ×) ; *b*, nº 57 100, coll. de l'auteur, coupe longitudinale (1 ×).

Fig. 9. — *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis perlatecincta* Sacco : *a*, nº 57 033, coll. de l'auteur (1 ×) ; *b*, nº 57 099, coll. de l'auteur, coupe longitudinale (1,3 ×).

Planche III

Fig. 10. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata* Brocchi : *a*, nº 57 016, coll. de l'auteur (2 ×) ; *b*, nº 57 021, coll. de l'auteur (2 ×) ; *c*, nº 57 022, coll. de l'auteur (2 ×) ; *d*, nº 57 015, coll. de l'auteur (2 ×) ; *e*, nº 57 103, coll. de l'auteur (2,8 ×).

Fig. 11. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata ditropsis* Fontannes : nº 57 017, coll. de l'auteur (2,3 ×).

Fig. 12. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata spirata* Brocchi : *a*, nº 57 081, coll. de l'auteur, forme svelte (2 ×) ; *b*, nº 57 080, coll. de l'auteur, coupe longitudinale (2 ×) ; *c*, nº 57 035, coll. de l'auteur, coupe longitudinale (2 ×) ; *d*, nº 57 079, coll. de l'auteur, forme ventrue (2 ×).

Fig. 13. — *Turritella* (*Zaria*) *subangulata polonica* Friedberg : *a*, nº 57 036, coll. de l'auteur (3 ×) ; *b*, nº 57 037, coll. de l'auteur, forme B, G. Moisescu (2 ×) ; *c*, nº 57 105, coll. de l'auteur, idem (2 ×) ; *d*, nº 57 009, coll. de l'auteur, forme D, G. Moisescu (2 ×).

Planche IV

Fig. 14. — *Turritella* (*Archimediella*) *erronea* Cossman : *a*, coll. V. Pîcleşanu (1,5 ×) ; *b*, nº 57 008, coll. de l'auteur (2 ×).

Fig. 15. — *Turritella* (*Archimediella*) *pulchra* Friedberg : nº 57 007, coll. de l'auteur (2,5 ×).

Fig. 16. — *Turritella* (*Archimediella*) *turris* Basterot : nº 57 039, coll. de l'auteur (2 ×).

Fig. 17. — *Turritella* (*Archimediella*) *bicarinata subtricarinatula* Sacco : nº 57 038, coll. de l'auteur (2 ×).

Fig. 18. — *Turritella* (*Archimediella*) *dertonensis* Mayer : nº 57 040, coll. de l'auteur (2 ×).

Planche V

Fig. 19. — *Architectonica* (*Architectonica*) *simplex* Bronn : *a*, *b*, *c*, nº 57 026, coll. V. Pîcleşanu (2 ×).

Fig. 20. — *Architectonica* (*Architectonica*) *millegranum* Lamarck : *a*, *b*, *c*, nº 57 027, coll. V. Pîcleşanu (1 ×) ; *d*, *e*, *f*, idem (2 ×).

Fig. 21. — *Architectonica* (*Solariaxis*) *kostejanum* Boettger : *a*, *b*, *c*, nº 57 029, coll. de l'auteur (3 ×).

Fig. 22. — *Architectonica* (*Solariaxis*) *criticum* Boettger : *a*, *b*, nº 57 028, coll. de l'auteur (7 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. Boettger O., *Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozän Schichten von Kostej in Banat* I, Verh. u. Mitt. des Siebenbürg. Vereines für Naturwiss. in Hermannstadt, 1896, **XLVI**.
2. — *Zur Kenntnis der Fauna mittelmiozän Schichten von Kostej im Krasso-Szörenyer Komitat*, Hermannstadt, 1901, **II** ; 1906, **III**.
3. Cerulli-Irelli S., *Fauna malacologica mariana*, Paleontogr. Italica, 1912, **XVIII**, partea a 6-a.
4. Da Costa P., *Mollusque tertiares de Portugal*, Lisabona, 1903—1904.
5. Drăghiceanu M., *Mehedinţii, studii geologice, technice şi agronomice*, Bucureşti, 1885.
6. Eichwald E., *Lethaea rossica ou paléontologie de la Russie*, Stuttgart, 1853.
7. Fontannes F., *Mollusques pliocènes de la vallée du Rhône et du Roussillon. I, Gastéropodes*, Lyon-Paris, 1879—1882.
8. Friedberg W., *Mollusca Miocaenica Poloniae. I. Gasteropoda*, Varşovia-Krakovia, 1909—1954.
9. Fuchs Th., *Tertiärfossilien aus dem Becken von Bahna* (*Rumänien*), Verh. d.k.k. geol. R., 1885, 70—75.
10. Gilbert M., *Faune malacologique du Miocène de la Belgique. II. Gastéropodes*, Bruxelles, 1952.
11. Guillaume L., *Essai sur la classification des Turritelles ainsi que leur évolution et leurs migrations depuis le début des temps tertiaires*, Bull. Soc. Géol. France, 1924, **XXIV**, *4* 281—311.
12. Hoernes M., *Die Fossilenmollusken des Tertiaer-Beckens von Wien*, Viena, 1856, **I**.
13. Hölzl O., *Die Mollusken Fauna des oberbayerischen Burdigals*, Geologica Bavarica, 1858, *38*.
14. Kautsky F., *Das Miozän von Hemmoor und Basbeck-Osten*, Berlin, 1925.
15. Коробков И. А., *Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам брюхоногих*, Ленинград, 1955.

16. MACOVEI GH., *Bazinul terțiar de la Bahna (jud. Mehedinți)*, Ann. Inst. geol. Rom., 1909, **III**, *1*.
17. MEZNERICS CS. I., *Die Tortonische Fauna von Hidas (Kom. Baranya) Ungarn*, A Mag. allami Töldt. int., 1950, **XXXIX**, *2*.
18. — *Helvetische und Tortonische Fauna aus dem östlichen Cserhatgebirge*, A Mag. allami Töldt. int., 1954, **XII**, *4*.
19. MOISESCU G., *Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din reg. Buituri, Republica Populară Romînă*, Ed. Acad. R.P.R., București, 1955.
20. NITULESCU O., *Studiul dezvoltării ontogenetice al cochiliei de Turritella subangulata Brocchi, var. spirata Bron.*, Rev. Muz. geol.-min. al Univ. din Cluj, 1933—1934, **V**, *1*, 87-118.
21. RASMUSSEN B. L., *The marine upper Miocene of South-Jutland and its moluscan fauna*, Geol. Surv. of Denmark, 1956, **II**, *81*.
22. SACCO F., *I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria*, Torino, 1892, **XII**; 1895, **XIX**; 1896, **XX**; 1897, **XXII**.
23. SCHAFFER F., *Das Miozän von Eggenburg*, Abh. d.k.k. geol. R.A., 1910, **XXII**, *1*.
24. SIEBER R., *Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens*, Ann. Naturh. Mus. in Wien, 1958, *62*, 123—192.
25. STCHEPINSKY V., *Contribution à l'étude du Sachélien de Tunisie*, Mém. Soc. Géol. France, n.s., 1938, **XVI**, *2—3*.
26. ȘTEFĂNESCU GR., *Note sur le bassin tertiaire de Bahna (Roumanie)*, Bull. Soc. Géol. France, seria a III-a, **5**, 1876—1877, 387—393.
27. — *Notă asupra bazinului terțiar și lignitului de la Bahna (jud. Mehedinți)*, Bul. Soc. geogr., 1876, **I**, *9—10*, 97.
28. WENZ W., *Gasteropoda, Handbuch der Paläozoologie*, Berlin, 1939, **6**, părțile 1, 2 și 3.
29. ZILCH A., *Zur Fauna des Mittelmiozäns von Kostej (Banat)*, Senckenbergiana, 1934, **16**, *46*, 193—302.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ȘISTURILOR VERZI DOBROGENE *)

DE

N. GRIGORAȘ și T. DĂNEȚ

Comunicare prezentată de M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 23 mai 1961

Problema șisturilor verzi dobrogene a preocupat pe majoritatea geologilor romîni, încă de la primele studii geologice din Romînia.

Prinse sub formă de elemente remaniate în diferite formațiuni cretacice și terțiare din zona geosinclinalului Carpaților Orientali, sau apărînd la zi la sud de masivul hercinic dobrogean, șisturile verzi menționate au fost mereu însoțite de un semn de întrebare care se referea, pe de o parte, la vîrsta lor și, pe de altă parte, la răspîndirea lor.

În ceea ce privește vîrsta, șisturile verzi au fost atribuite de diferiți cercetători precambrianului (9), algonkianului sau cambrianului (1) și silurianului (Gr. Ștefănescu și S. Athanasiu); G. Macovei le consideră mai vechi decît devonianul, iar după R. Pascu ele sînt identice cu formațiunea de Carapelit. Mai recent, identificarea poziției lor sub șisturile cu graptoliți a dus la concluzia că șisturile verzi trebuie considerate în orice caz mai vechi decît gotlandianul (6).

În ceea ce privește răspîndirea, era de multă vreme cunoscută apariția lor în Dobrogea, la sud de linia tectonică Peceneaga—Camena. Numeroși geologi și-au imaginat că șisturile verzi se puteau urmări din Dobrogea pînă pe teritoriul polonez sub forma uneia sau unor cordiliere, din care a fost remaniat materialul de „șisturi verzi" întîlnit în conglomeratele cretacice, paleogene sau miocene. Recent, V. V. Glușko (4) imaginează această cordilieră de șisturi verzi de vîrstă caledoniană ca fiind sudată cu marginea vestică a Platformei Podolice. Prezența șisturilor verzi a fost semnalată în partea nordică a Dobrogei, la Tulcea, și

*) Lucrarea a mai fost prezentată la Sesiunea științifică a Universității „C. I. Parhon", în iunie 1959.

la nord de Dunăre, la Cartal (1). Ultima apariţie l-a determinat pe D. M. Preda să considere că şisturile verzi se dispun în pînză peste depozite triasice („pînza şisturilor verzi"), toată partea nordică a Dobrogei reprezentînd în această idee o mare fereastră tectonică.

O serie de observaţii făcute pe teren şi numeroase sondaje efectuate pe teritoriul R. S. S. Moldoveneşti, la nord de Dunăre, şi pe teritoriul R.P.R., la nord, nord-vest şi sud-vest de Galaţi, au furnizat cîteva elemente noi, care pot contribui la cunoaşterea mai completă a problemelor geologice legate de şisturile verzi dobrogene. O imagine a condiţiilor geologice în care se continuă fundamentul dobrogean pe sub depozitele neogene din jumătatea sudică a Moldovei a fost deja schiţată de către N. Oncescu şi N. Grigoraş în articolul privind zona din faţa Carpaţilor în lumina rezultatelor forajelor de explorare sovietice şi romîne (10) şi în prezentarea schiţei tectonice a R.P.R.[1]). Cîteva consideraţii privind alcătuirea petrografică a fundamentului la nord şi nord-vest de Galaţi au fost recent făcute de către T. Dăneţ şi I. Drăghici[2]).

În cele ce urmează ne propunem să completăm imaginea prezentată în lucrările citate cu cîteva noi observaţii privind în mod special şisturile verzi.

1. La sud de linia Peceneaga—Camena şisturile verzi apar la zi între Dunăre şi Marea Neagră, întinzîndu-se spre sud pe o zonă lată de peste 50 km, aproximativ pînă pe linia şoselei Hîrşova—Constanţa. La sud de această ultimă linie, şisturi verzi au mai fost întîlnite în sondaje la Canara şi la Topraisar. Este de presupus că ele se continuă scufundîndu-se mai departe spre sud pe sub depozitele paleozoice.

Din zona de apariţie la zi a şisturilor verzi în Dobrogea centrală a fost cercetat mai îndeaproape un profil bine deschis, situat la nord de Constanţa, între şoseaua Constanţa—Tulcea şi localitatea Sibioara de pe malul lacului Taşaul (pîrîul Cicracciului). Şisturile verzi vizibile pe acest profil alcătuiesc flancul sud-vestic al unui sinclinal, în care sînt păstrate calcarele jurasice din lungul văii Casimcea. Direcţia generală a stratelor este nord-vest — sud-est, iar valorile unghiurilor de înclinare variază între 65 şi 80° cu căderi spre sud-vest, stratele avînd o poziţie răsturnată. Axul sinclinalului de şisturi verzi pare a fi faliat în zona lacului Taşaul şi, judecînd după caracterele litologice, blocul de la nord de falie pare a fi mai ridicat. Profilul pîrîului Cicracciului este bine deschis pe o grosime stratigrafică de circa 2 000 m (fig. 1). Întregul profil cuprinde o asociaţie de roci fine de tipul clasic al şisturilor verzi cu roci detritice, gresoase sau conglomeratice, toate de culoare generală verde. Caracterul predominant al unui tip de rocă faţă de celelalte variază în lungul profilului. Astfel, în bază, pe o grosime stratigrafică de cel puţin 200 m, predomină tipul conglomeratic şi cel gresos. Urmează apoi, pe o grosime de circa 300 m, un pachet de şisturi verzi în care tipul conglomeratic lipseşte, iar

[1]) N. Oncescu şi N. Grigoraş, *Schiţa tectonică a R.P.R.*, *Monografia Geografică a R.P.R.*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1960, vol. I.

[2]) T. Dăneţ şi I. Drăghici, *Observaţii petrografice asupra rocilor ce alcătuiesc fundamentul regiunii la nord şi nord-vest de Galaţi*, Comunicare susţinută la Sesiunea ştiinţifică a Universităţii „C. I. Parhon", 1958.

cel gresos este subordonat. Pachetul următor, de circa 500 m, este caracterizat prin predominanța tipului gresos, iar deasupra se situează un pachet de roci, în care predomină din nou tipul pelitic fin și, în sfîrșit, pachetul următor, tot de 500 m, este caracterizat printr-o alternanță a tipului gresos cu cel fin, cu intercalații rare de conglomerate. În pachetul bazal predominant conglomeratic și gresos sînt frecvente vine de cuarț hidrotermal. Fenomenul de sedimentație ritmică și unele ornamentații de suprafață sînt vizibile uneori în pachetele detritice. Aceste trăsături trădează caracterul de fliș, de depozite sinorogene ale șisturilor verzi. Grosimea stratelor de gresii sau de conglomerate variază în general de la 0,10 la 0,40 m. În partea superioară a complexului a fost întîlnit și un strat de conglomerate de 2,5 m grosime.

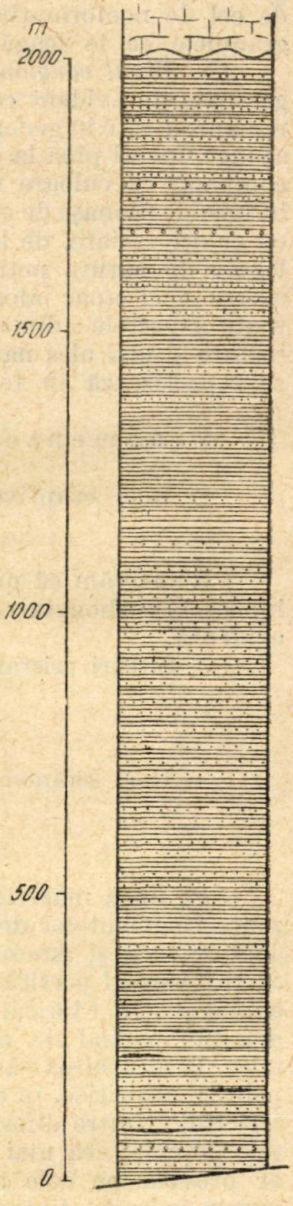


Fig. 1.—Coloană stratigrafică în șisturile verzi (valea Cicracciului — Sibioara).

Analiza microscopică a cîtorva eșantioane din tipurile principale de rocă din profilul Cicracciului arată următoarele:

a. *Tipul pelitic fin.* Această varietate de roci fin pelitice, mai frecvent întîlnite în cadrul șisturilor verzi, prezintă într-adevăr o textură ușor șistoasă, cu spărturi uneori în plăci subțiri și așchioase și culori verzi-cenușii. Sub microscop, compoziția mineralogică este foarte monotonă: clorit, sericit și muscovit în foițe uneori mai mari, precum și granule de cuarț detritic cu dimensiuni aleuritice. Nota caracteristică o constituie cloritul, care este foarte abundent și alcătuiește uneori asociații de lamele cu dispoziții radiare sau în evantai. Trebuie să amintim că la alcătuirea acestor roci ar putea participa și ceva material vulcanic sub formă de cenușă, după aspectele izotrope ce apar în secțiunile subțiri în unele zone. Rocile acestea sînt în general pigmentate cu oxid de fier, rezultați din alterarea piritei diseminată fin în rocă, oxizi care le dau pe alocuri culori către brun-roșcat.

b. *Tipul gresos.* Acest tip de rocă, avînd culoarea verde-vineție, se prezintă sub aspectul unor gresii cu granulație fină pînă la medie, bine consolidate. Sub microscop se recunosc remaniate următoarele componente minerale: cuarț, feldspați plagioclazi (10—15% An), în general proaspeți, sfen, apatit, rutil, epidot și muscovit. Raportul dintre cuarț și feldspat, mai mare decît 1, indică un grad suficient de avansat al maturității

sedimentului care a dat naștere acestor roci. Roca este lipsită de un ciment de precipitație chimică, consolidarea materialului remaniat fiind asigurată, pe de o parte, de cloritul provenit pe cale detritică iar pe de altă parte, de cel de neoformațiune, recunoscut prin dispunerea acestuia radiar pe granulele ce le leagă.

c. *Tipul conglomeratic.* Rocile reunite sub acest titlu prezintă megascopic un evident caracter detritogen în care dimensiunea elementelor remaniate este în general redusă, avînd valori de 0,3—0,8 cm, putînd totuși ajunge uneori pînă la dimensiuni de 3—4 cm. Rocile se prezintă cu aspect compact, cu culoare verde către verde-negricioasă și sînt frecvent străbătute de filonașe de cuarț hidrotermal. Elementele remaniate se prezintă cu culori variate, de la verde închis, negru, pînă la roșcat, culoarea fiind legată de natura petrografică foarte variată a acestora. Sub microscop aceste roci apar alcătuite dintr-un material detritic foarte variat sub toate aspectele: dimensiunea elementelor remaniate, gradul de rulare și sortare și mai ales natura lor petrografică. Materialul detritic recunoscut se repartizează în felul următor:

Fragmente litice

— Roci eruptive: — granite cu structură grafică și granofirică;
— porfire cuarțo-feldspatice;
— diabaze cu granularitate variată.

Remarcăm că numai foarte rar feldspații acestor roci apar alterați, îndeosebi carbonatarea lor în rocile bazice, de regulă prospețimea lor fiind evidentă.

— Șisturi cristaline: — cuarțite cu sau fără sericit;
— șisturi cloritoase-sericitoase;
— micașisturi cu biotit cloritizat;
— gnaise.

— Roci sedimentare: gresii fine echigranulare cu ciment argilos cloritic;
— gresii silicioase (ortocuarțite);
— accidente silicioase de tip chert.

Pe lîngă materialul detritic litic menționat trebuie evidențiată prezența fragmentelor de cristale, care participă din abundență la alcătuirea acestor roci, și anume: cuarț feldspați plagioclazi maclați polisintetic, ca și feldspați pertitici, zircon, apatit, biotit în diverse stadii de alterare, epidot și sfen. Cloritul care apare în această rocă trebuie considerat parțial detritic, parțial de neoformațiune. Roca este consolidată printr-o matrice, la alcătuirea căreia participă un material fin detritic de dimensiuni pelitice aleuritice, în care se dezvoltă cu precădere cloritul și, subordonat, sericitul. Dintre diferitele ipoteze de formare a acestei matrice cu aspectele actuale, cea mai probabilă pare să fie aceea potrivit căreia aceasta ar proveni pe cale autigenă din reorganizarea materialului argilos ce umple golurile dintre fragmentele de roci remaniate. Încadrînd aceste roci la noul sistem de clasificație preconizat pentru rocile detritice, sistem în care se iau în considerație parametri bine definiți, aceste roci se înscriu

cu denumirea de „grauwacke litice" reprezentînd roci în care lipsa unui ciment chimic, apariția matricei și predominanța fragmentelor de rocă față de cele de feldspat, reprezintă caracterele esențiale. Potrivit datelor din literatură, formarea acestor roci s-ar realiza în fazele finale de orogeneză ale zonelor geosinclinale. În legătură cu aceasta trebuie precizat faptul că formarea acestui tip de rocă este condiționată de o eroziune activă, de un transport și o depunere rapidă, așa încît alterarea chimică a materialului detritic este cu totul neglijabilă. Acest fapt explică pe deplin prospețimea elementelor componente și îndeosebi a feldspaților. Trebuie să remarcăm caracterul foarte variat al remanierilor și în special al rocilor eruptive. Prezența în aceste roci a fragmentelor de roci diabazice și a celor granitice a mai fost semnalată (1). Ca element nou se menționează acum prezența porfirelor cuarțo-feldspatice. În ceea ce privește interpretarea dată elementelor diabazice, ca reprezentînd erupții sincrone cu sedimentarea[1]), nu corespunde cu condițiile de formare ale rocilor de tipul grauwackelor litice. În constituția conglomeratelor descrise nu au fost întîlnite fragmente de calcare semnalate de unii autori[1]).

2. La nord de linia Peceneaga—Camena șisturi verzi au fost menționate la Tulcea, în Dealul Monumentului (1). Recent ele au fost recunoscute de noi în dealul de la obîrșia văii Mamut, la nord de Cataloi. În Dealul Monumentului șisturile verzi sînt acoperite de conglomeratele triasice care au în componența lor elemente de șisturi verzi remaniate. În deschiderea din Dealul Monumentului este predominant tipul pelitic fin și, subordonat, tipul gresos. Probele examinate din această deschidere sînt ușor șistoase, de culoare în general verde, local apărînd și tonuri roșcate. Examinînd comparativ sub microscop tipurile cu colorație diferită, remarcăm că alcătuirea mineralogică a acestor roci este asemănătoare : sericit, clorit și sporadic fine granule de cuarț și lamele de muscovit de dimensiuni apreciabile. Abundența cloritului imprimă desigur tonurile colorației verzi, în timp ce în probele colorate în roșcat, se remarcă o puternică pigmentare a rocii cu limonit distribuit difuz în masa rocii și rezultat din alterarea piritei ce participă în rocă. Alături de tipurile fin pelitice se întîlnesc în această zonă și faciesuri mai grosiere, în care, sub microscop, se recunosc fragmente de dimensiuni reduse și angulare, de cuarț, feldspați plagioclazi și muscovit, precum și fine fragmente de roci metamorfice (cuarțite). În acest caz se recunoaște și aici o matrice alcătuită din sericit, clorit și cuarț fin pelitic. Între Tulcea și Cataloi, șisturile verzi apar în faciesul predominant gresos. În comparație cu șisturile verzi de la sud de linia Peceneaga—Camena, șisturile verzi de la Tulcea se caracterizează printr-un conținut mineralogic asemănător. O notă distinctivă o constituie șistuozitatea mai pronunțată a acestora, iar sub microscop se recunosc urmele unui proces de metamorfism mecanic, fără să apară modificări de tipul recristalizărilor evidente.

3. La nord de Dunăre prezența șisturilor verzi era cunoscută la Cartal. Materialul recoltat cu ocazia unei vizite făcute recent în R. S. S. Moldovenească arată că în această zonă se întîlnește predominant tipul pelitic

[1]) Cosma Stanciu, Ion Teodoru și Camelia Brestoiu, *Cercetări geologice în regiunea Ceamurlia-de-Sus — Dorobanțu*, Comunicare la Com. Geol., 1959.

fin al șisturilor verzi, afectat însă de un metamorfism mecanic mult mai intens decît cel de la Tulcea. Megascopic, rocile se caracterizează printr-o textură evident mai șistoasă decît a celorlalte tipuri citate pînă aici și prin culori verzi-cenușii. Sub microscop, alcătuirea mineralogică pusă în evidență este simplă : sericit și clorit intim, asociate în foițe de dimensiuni foarte mici, precum și cuarț. La acestea se adaugă oxizi de fier ce pigmentează roca ; sporadic se mai întîlnesc și romboiedri de siderozâ, limonitizați în cea mai mare parte. Se pot recunoaște de asemenea alternanțe de zone alcătuite preponderent din elemente micacee cu altele în care apare predominant cuarțul, fapt care atrage după sine o ușoară clivare a rocii, imprimîndu-i caracterul de filit. Față de tipurile analizate de la Tașaul, cel de la Tulcea, și în special de la Cartal, evidențiază unele efecte de metamorfism predominant mecanic, dar care, datorită dimensiunilor extrem de reduse ale elementelor mineralogice componente, nu îngăduie să recunoaștem procese de recristalizare care totuși nu trebuie excluse.

Luînd în considerație elementele de informație obținute în sondele executate în regiunile de la nord, vest și sud de Galați, elemente care au fost parțial deja semnalate în lucrări anterioare[1]) (10), și comparînd aceste elemente cu observațiile făcute în deschideri naturale pe teritoriul Dobrogei și al R. S. S. Moldovenești, se ajunge la imaginea prezentată în figura 2.

Nucleul cristalin nord-dobrogean se continuă pe sub sedimentarul neogen cu direcția nord-vest, situîndu-se la o adîncime care variază între 500 și 700 m, pe o distanță de circa 25 km spre nord-vest de Galați. Mai departe, spre nord-vest, la circa 40 km de Galați (localitatea C. Negri) fundamentul cristalin a fost întîlnit la o adîncime de 1 560 m. Scufundarea fundamentului în direcția nord-vest se face destul de încet pe această distanță de circa 40 km.

În lungul văii Prutului, fundamentul cristalin se menține la o adîncime mică, circa 600 m, pînă în dreptul localității Frumușița ; de aici spre nord, sub neogen, a fost întîlnit un complex de roci sedimentare, alcătuit din gresii silicioase fine, de culoare verzuie sau roșiatică alternînd sau avînd intercalații de argile cu aceeași culoare. Vîrsta acestui complex nu a putut fi determinată pe baze paleontologice. Ținînd seama de aspectul general al rocilor și de asemănarea cu rocile similare întîlnite în sondele săpate pe teritoriul R. S. S. Moldovenești, unde ele au fost atribuite cambrianului, am adoptat și noi — sub rezervă — vîrsta cambriană a rocilor întîlnite sub neogen, în lungul văii Prutului, între Frumușița și Oancea. Rămîne totuși deschisă posibilitatea ca acest complex cu roci verzui și roșiatice să reprezinte triasicul și, eventual, parțial devonianul. Această ultimă ipoteză este bazată pe asemănarea cu rocile similare întîlnite mai la nord, la Crasna, unde vîrsta paleozoic inferioară (devonian ?) a fost adoptată pe baza culorii roșiatice și a unui mulaj de *Dictyonema*. Mai spre nord de Oancea, depozitele paleozoice și cele triasice sînt acoperite de formațiuni jurasice.

[1]) T. Dănet și I. Drăghici, *op. cit.*

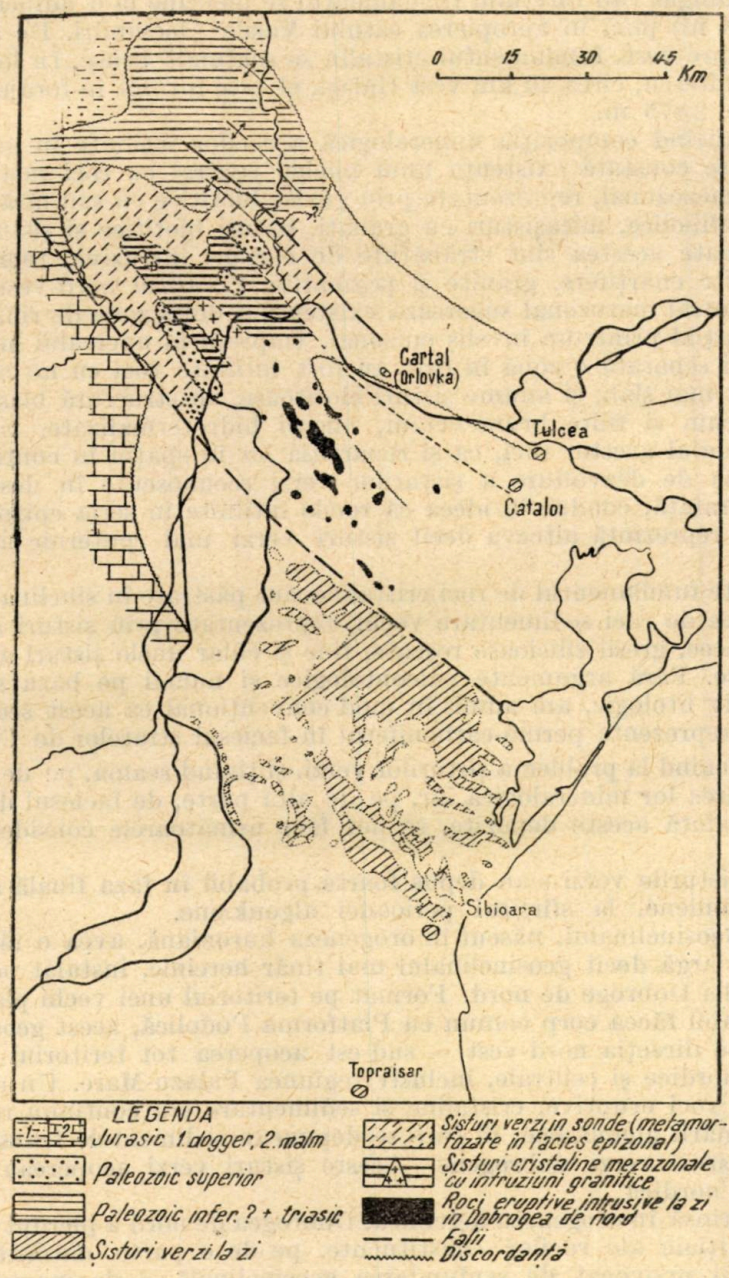


Fig. 2. — Schema alcătuirii geologice a fundamentului dobrogean în zona acoperită de depozitele neogene.

În lungul văii Siretului fundamentul se menține la o adîncime mică (500—900 m) pînă în apropierea satului Vasile Alecsandri. De aici, mai departe spre vest, fundamentul cristalin se scufundă brusc. În localitatea T. Vladimirescu, circa 40 km vest Galați, el este întîlnit în foraje la adîncimea de 2 875 m.

Analizînd compoziția mineralogică a rocilor întîlnite în acest fundament, se constată existența unui nucleu central cu roci metamorfice în facies mezozonal, reprezentate prin gnaise biotitice cu sau fără granați, gnaise amfibolice, micașisturi cu granați, șisturi biotitice și șisturi amfibolice. Toate acestea sînt străbătute de corpuri intruzive, reprezentate prin diorite cuarțifere, granite și pegmatite. Conturul nord-vestic al nucleului central mezozonal sugerează existența a două zone de ridicare, separate parțial printr-un înveliș epizonal. Împrejurul nucleului mezozonal a putut fi separată o zonă în care au fost întîlnite roci cu un metamorfism mult mai slab, și anume șisturi cloritoase, cu structură blasto-detritică, precum și filite brune-verzui, uneori hidrotermalizate. Examenul microscopic al acestor roci, ca și repartiția lor în spațiu în continuare și pe direcția de dezvoltare a șisturilor verzi recunoscute în deschiderile de la suprafață, conduc la ideea că rocile întîlnite în seria epizonală descrisă nu reprezintă altceva decît șisturi verzi mai puternic metamorfozate.

Peste fundamentul de roci cristaline sînt păstrate în sinclinale cîteva mici petice de roci sedimentare vechi, reprezentate prin șisturi argiloase roșii-violacee, gresii silicioase roșcate, fine și chiar unele șisturi argiloase-negricioase. Fără argumente paleontologice și numai pe baza studiului comparativ litologic, am admis în mod convențional că acest sedimentar ar putea reprezenta permo-carboniferul în faciesul stratelor de Carapelit.

Revenind la problema șisturilor verzi, și ținînd seama, pe de o parte, de alcătuirea lor mineralogică iar, pe de altă parte, de faciesul de fliș pe care-l prezintă aceste depozite, se pot face următoarele considerații generale :

1. Șisturile verzi s-au depus foarte probabil în faza finală a orogenezei huroniene, la sfîrșitul perioadei algonkiene.

2. Geosinclinalul, născut în orogeneza huroniană, avea o răspîndire mult mai largă decît geosinclinalul mai tînăr hercinic, instalat pe teritoriul actualei Dobroge de nord. Format pe teritoriul unei vechi platforme, care probabil făcea corp comun cu Platforma Podolică, acest geosinclinal orientat pe direcția nord-vest — sud-est acoperea tot teritoriul actualei Dobroge nordice și centrale, inclusiv regiunea Palazu-Mare. Un relief alcătuit din roci eruptive, cristaline și sedimentare era continuu remaniat de apele mării algonkiene, în care se depuneau sedimentele transformate apoi în șisturi verzi dobrogene. Aceste șisturi verzi acopereau deci și Dobrogea nordică.

3. Prinsă în orogeneza hercinică, Dobrogea de nord a pierdut din trăsăturile inițiale ale rocilor constituente, pe de o parte, datorită metamorfismului provocat de scufundarea geosinclinală și de magmatismul intens manifestat în această regiune și, pe de altă parte, datorită acoperirii formațiunilor vechi de către altele mai noi ale paleozoicului superior

și ale mezozoicului. Așadar, șisturile verzi trebuie considerate ca întinzîndu-se din Dobrogea centrală, pe sub formațiunile paleozoice ale Dobrogei nordice, pînă în cuprinsul Depresiunii Predobrogene și al Depresiunii Precarpatice, bineînțeles, cu toate modificările suferite din cauza antrenării lor în orogeneza hercinică și cea kimmerică.

4. Orogeneza hercinică a condus la cutarea formațiunilor din geosinclinalul Dobrogei nordice, de pe urma ei rezultînd în fața lanțului muntos o depresiune premontană, și anume Depresiunea Predobrogeană semnalată de G. M u r g o c i și confirmată de geologii sovietici.

Facultatea de geologie-geografie,
Catedrele de geologie și de mineralogie

К ИЗУЧЕНИЮ ДОБРУДЖСКИХ ЗЕЛЕНЫХ СЛАНЦЕВ

РЕЗЮМЕ

Приводятся главные минералогические и петрографические характеристики различных типов пород, слагающих толщу зеленых сланцев; анализируется распространение на площади этих пород и делается попытка коррелировать зеленые сланцы, обнажающиеся в Центральной и Северной Добруджи, а также и сланцы, недавно вскрытые буровыми скважинами в зоне погружения Добруджского массива (к СЗ от г. Галаца). Приводятся данные о петрографическом составе кристаллических и изверженных пород фундамента добруджского типа, вскрытых в районе Галаца.

Для зеленых сланцев, авторы приходят к следующим заключениям: *а*) осадочный материал зеленых сланцев отложился, вероятно, в заключительной фазе Гуронского орогенеза, в пределах геосинклинали, развитой в старой платформе (соединяющейся, вероятно, с Подольской платформой), охватывающей всю площадь Северной Центральной Добруджи; *б*) зеленые сланцы Центральной Добруджи распространяются под покровом палеозойских отложений на площади Северной Добруджи, вплоть до Преддобруджского и Предкарпатского прогибов; при этом следует, конечно, учитывать все изменения, которые они претерпели в период герцинской и киммерийской фазы складчатости.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Стратиграфическая колонка зеленых сланцев (долина Чикракчиулуй — Сибиоара).

Рис. 2. — Схематическая карта геологического строения добруджского фундамента в зоне распространения неогеновых отложений.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES SCHISTES VERTS DE LA DOBROGEA

RÉSUMÉ

Dans ce travail, les auteurs décrivent les aspects minéralogiques et pétrographiques, les plus caractéristiques, des types de roches qui apparaissent dans le complexe des schistes verts. Ils analysent la distribution spatiale de ces types de roches et s'attachent à établir une corrélation entre les schistes verts de la Dobrogea centrale, ceux de la Dobrogea du nord et ceux découverts récemment au cours des forages effectués dans la zone d'affaissement du massif de la Dobrogea (N-O de Galatzi). Ils exposent des données sur le mode de présentation et la composition pétrographique du soubassement cristallino-éruptif du type Dobrogea, tel qu'il ressort des forages de la région de Galatzi.

En ce qui concerne les schistes verts, les conclusions les plus importantes, auxquelles les auteurs ont abouti à ce sujet, sont : *a*) la sédimentation du matériel qui a conduit à la formation des schistes verts a probablement eu lieu à la phase finale de l'orogénèse huronienne dans un géosynclinal formé sur le corps d'une ancienne plate-forme (très probablement réunie à la plate-forme podolienne) et étendu sur tout le territoire du nord et du centre de la Dobrogea ; *b*) les schistes verts doivent être considérés aller de la Dobrogea centrale, par-dessous les formations paléozoïques de la Dobrogea septentrionale, jusqu'aux dépressions prédobrodgéenne et précarpatique mais, évidemment, en tenant compte de toutes les modifications subies par ces dépressions, par suite de leur entraînement dans les orogénèses hercynienne et cimmérienne.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Colonne stratigraphique dans les schistes verts (Valea Cicracciului — Sibioara).
Fig. 2. — Schéma de la composition du soubassement de la Dobrogea, dans la zone recouverte de dépôts néogènes.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Iași, 1940.
2. АВАНИСИАН Г., *Геологическое развитие Молдавской депрессии*, Изв. АН СССР, Сер. Геол., 1954, *1*.
3. ЕДЕЛЬШТЕЙН А. И., *К вопросу о тектоническом строении преддобруджской впадины*, Изв. высших учебных заведений, геология и разведка, 1959, *1*.
4. ГЛУШКО В. В., *Основные черты тектоники предкарпатского прогиба и прилегающей части русской платформы*, Геологический сборник Львовского геологического общества, 1958, *5—6*.
5. ГОФШТЕЙН И. Д., *Тектоническая схема Бессарабии*, Бюл. Москов. общ. исп. природ. отдел. геолог., 1952, *1*.
6. GRIGORAȘ N., *Asupra prezenței Silurianului în Dobrogea*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1956, **I**, *3—4*.

7. ИВАНЧУК П. К., *Геологическое строение юго-западного и южного Причерноморья*, Москва 1958.
8. КОРЗЕНШТЕЙН В. Н., *Верхнепалеозойские отложения западной Бессарабии*, ДАН СССР, 1952, **85**, *41*.
9. MURGOCI G., *Etude géologique dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire chimmérique*, An. Inst. geol. Rom., 1912, **V**, *6*.
10. ONCESCU N. şi GRIGORAS N., *Zona din faţa Carpaţilor în lumina rezultatelor forajelor de explorare sovietice şi romîne*, Natura, 1956, *6*.
11. PETTIJOHN F.J., *Sedimentary rocks*, New York, 1957, ed. a II-a.

CONTRIBUȚII LA STRATONOMIA ȘI TECTONICA ȘISTURILOR CRISTALINE ALE CARPAȚILOR MERIDIONALI CENTRALI LA VEST DE OLT

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

Comunicare prezentată de M. SAVUL, *membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 23 mai 1961*

Studiul geologic-petrografic al regiunii de la vest de Olt, între valea Lotrului și Rășinari, aduce date noi în problema relațiilor dintre Masivul Sebeș — Lotru și Masivul Făgăraș.

Aplicînd metoda stratonomică în studiul formațiunilor cristalofiliene, care constituie regiunea cercetată, am reușit să orizontăm complexele de șisturi cristaline, caracteristice atît prin natura materialului inițial de origine sedimentară care a fost supus proceselor de metamorfism, cît și prin gradul diferit de metamorfism care a afectat acest material.

Complexele de șisturi cristaline care conțin unele orizonturi reper, foarte utile pentru cartare, au fost grupate la rîndul lor în serii care corespund, cu unele excepții, celor stabilite de St. Ghica-Budești, și de R. Dimitrescu, în Masivul Făgăraș.

Prin cartări foarte detaliate în regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu, la nord, și Brezoi—Călinești, la sud, însoțite de profile de recunoaștere pe afluenții din dreapta ai Oltului, am putut stabili poziția discordantă a unora dintre aceste complexe pe fundamente cristaline mai vechi.

Urmărind relațiile structurale ale diferitelor complexe de șisturi cristaline care intră în alcătuirea acestei regiuni rezultă o tectonică complicată de cute, încălecări, solzi și falii, care s-au produs în diferite perioade de timp.

Deoarece regiunea cercetată a fost întotdeauna obiectul unor ample discuții vom da pe scurt cîteva date referitoare la diferitele puncte de vedere susținute cu privire la geologia și tectonica ei, în special, și a Masivului Făgăraș, în general, cea mai mare parte a regiunii studiate revenind acestei unități.

De la P r i m i c s, care a dat în 1884 prima schiță de hartă asupra Masivului Făgăraș, cercetări mai ample au fost făcute abia după anul 1900 de M. R e i n h a r d (9) care consideră acest masiv ca făcînd parte integrantă din cristalinul grupului I al lui L. M r a z e c (6). El separă în Masivul Făgăraș roci eruptive consolidate în adîncime (gnaisul de Cumpăna și gnaisul de Cozia) și șisturi cristaline propriu-zise, pe care le împarte în trei categorii după aspectul lor : roci filitice, roci cu cristalinitate pronunțată și șisturi în parte feldspatizate caracteristice grupului I. M. R e i n h a r d a pus în evidență o linie de dislocație cu direcția E—V între rocile filitice și micașisturile cu cristalinitate pronunțată pe care a denumit-o falia Negoiului.

Între 1907 și 1910, I. P o p e s c u-V o i t e ș t i (8), de acord cu M. R e i n h a r d, stabilește existența și a altor falii dirijate E—V (falia Cumpenii și falia Brezoiului).

I. P o p e s c u-V o i t e ș t i pune problema unei structuri în solzi a acestei regiuni, scoțînd în evidență o pînză-solz specială — pînza conglomeratelor de Bucegi — care s-ar fi format în timpul miocenului și a cărei parte bazală ar constitui-o cristalinul Leaotei.

O. S c h m i d t (10), (11) aduce contribuții interesante în studiile sale asupra Masivului Făgăraș și asupra relațiilor acestuia cu cristalinul Lotrului. El a remarcat caracterul polimetamorfic al cristalinului Făgărașului, susținînd existența mai multor etape de metamorfism (două, eventual trei), faza principală fiind cea hercinică. În ceea ce privește tectonica, autorul consideră cristalinul Făgărașului ca o unitate superioară, în timp ce cristalinul Lotrului prezintă o înclinare axială spre est, dispărînd de-a lungul unei linii tectonice, sub cristalinul Făgărașului.

A. S t r e c k e i s e n (12), în sinteza sa tectonică asupra Carpaților Meridionali, reeditează multe din ideile susținute de predecesorii săi. El extinde noțiunea de unități superioare pînzei getice asupra Masivului Poiana Ruscă și părții de vest a Banatului. Confirmă existența pînzei de Leaota care poate fi regăsită la nord de Brezoi, după cum afirmaseră încă I. P o p e s c u-V o i t e ș t i și O. S c h m i d t. Între cristalinul Lotrului și cristalinul Făgărașului trasează o linie tectonică, începînd din Valea-lui-Stan pînă la Rășinari de-a lungul căreia menționează lentile ale seriei calcaroase mezozoice laminate.De acord cu O. S c h m i d t arată posibilitatea curbării acestei linii la vest, spre Căpîlna.

S t. G h i c a-B u d e ș t i (2) încearcă să stabilească o succesiune stratonomică în lumina ipotezei unor pachete de șisturi concordante, suprapuse, reprezentînd depozitele unui larg geosinclinal. Respingînd ipoteza unităților superioare și a unui contact tectonic între Făgăraș și Lotru susține că nicăieri în grupul getic (inclusiv Făgărașul) nu există un hiatus, dislocațiile, dacă există (Valea-lui-Stan), fiind numai locale. Autorul conservă noțiunea propusă de L. M r a z e c și G. M u r g o c i a unei pînze getice unitare.

Încheiem acest scurt istoric cu cercetările recente întreprinse de R. D i m i t r e s c u[1]) și echipa sa în Masivul Făgăraș. R. D i m i t r e s c u

[1]) R. D i m i t r e s c u, *Studiul geologic și petrografic al părții de est a Masivului Făgăraș*, Comunicare susținută la Com. Geol. în ședința din 20. XI. 1959.

separă trei serii de şisturi cristaline, admiţînd între seria de Cumpăna şi seria de Leaota o trecere gradată reprezentată printr-o zonă de tranziţie, constituită din şisturi cu porfiroblaste de albit şi granaţi mici şi considerînd seria de Poiana-Neamţului (clorito-biotitică) dispusă normal peste seria de Cumpăna.

*

Ţinînd seama de relaţiile dintre diferitele pachete de şisturi cristaline, observate în regiunea Brezoi—Călineşti, şi de succesiunea stabilită în zona analogă de la Răşinari—Cisnădioara—Sadu, precum şi de datele obţinute din profilele transversale oferite de afluenţii mai importanţi ai Oltului, repartizăm şisturile cristaline din această regiune la două unităţi importante: unitatea Sebeş—Lotru şi unitatea Oltului.

Unitatea Sebeş—Lotru. Această unitate atinge puţin regiunile cercetate, dezvoltîndu-se puternic spre vest în Munţii Lotrului şi ai Sebeşului. Din punct de vedere petrografic, unitatea este monotonă, fiind constituită din paragnaise şi micaşisturi, cu alternanţe de gnaise amfibolice, de amfibolite şi rare cuarţite, mai puţin sau mai accentuat faneroblastice, conţinînd totdeauna pegmatite. După S t. G h i c a-B u d e ş t i (3) se poate constata o creştere progresivă a gradului de metamorfism de la est spre vest, respectiv de la nord spre sud.

Unitatea Oltului. Cea mai mare parte a regiunilor studiate, aparţine unei unităţi superioare, foarte complexă, care cuprinde prelungirile vestice ale diferitelor zone de şisturi cristaline din Munţii Făgăraşului şi ai Coziei.

Din relaţiile de poziţie observate pe teren şisturile cristaline ale acestei unităţi pot fi grupate în trei serii caracteristice.

I. *Seria şisturilor cristaline de tip Cumpăna—Cozia.* Partea bazală a întregului edificiu tectonic al unităţii Oltului o constituie o serie de şisturi cristaline care se repartizează la două complexe caracteristice:

1. *Complexul paragnaiselor şi gnaiselor oculare.*
2. *Complexul micaşisturilor cu granaţi şi staurolit.*

Această serie a fost separată în baza cristalinului Munţilor Făgăraşului de S t. G h i c a-B u d e ş t i (2) care situează însă micaşisturile cu granat şi staurolit de la Suru mult mai sus în succesiunea stratonomică (în seria de Făgăraş). R. D i m i t r e s c u [1]) separă această serie ca atare, incluzînd şi micaşisturile cu granat şi micaşisturile cu staurolit din imediata apropiere a gnaiselor oculare. Noi înglobăm în această serie bazală, care reprezintă un fundament mai vechi pe care s-au aşezat discordant celelalte complexe mai noi, toate aparţiile de paragnaise cu alternanţe oculare, micaşisturi, micaşisturi cu granat şi micaşisturi cu granaţi şi staurolit, prezentînd frecvent caractere retromorfe.

---

[1]) R. D i m i t r e s c u, *op. cit.*

II. *Seria șisturilor cristaline de tip Făgăraș*[1]). Peste seria bazală se așterne o stivă de șisturi mai slab metamorfozate, în care am stabilit următoarele subdiviziuni:

1. *Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit*, constituit din paragnaise cu porfiroblaste de albit, cuarțite, micașisturi și amfibolite, caracterizate prin prezența porfiroblastelor lenticulare poikiloblastice de albit, a granaților mici și prin retromorfozarea biotitului, transformat parțial sau total în clorit.

Acest complex este format din trei orizonturi caracteristice:

a) orizontul paragnaiselor cu porfiroblaste de albit;

b) orizontul micașisturilor microblastice clorito-muscovitice cu granați mărunți;

c) orizontul amfibolitelor cu lentile poikiloblastice de albit.

2. *Complexul șisturilor amfibolice și al șisturilor clorito-muscovitice*, caracterizat prin prezența unei hornblende de culoare verde-albăstruie, frecvent asociată cu actinot și tremolit și uneori înlocuită prin agregate biotitice de obicei cloritizate.

În acest complex se întîlnesc nivele de șisturi biotitice cloritizate, uneori calcaroase, cu epidot și impregnate cu magnetit.

3. *Complexul calcarelor și șisturilor grafitoase* este constituit din șisturi calcaroase conținînd lentile de calcare marmoreene care trec lateral în șisturi clorito-albitice, conținînd granule sau lentile de calcit cu aspecte poikiloblastice.

Șisturile grafitoase constituie uneori un orizont foarte caracteristic situat deasupra calcarelor (Rășinari), alteori apărînd sub formă de intercalații între calcare și sub acestea (Lotrioara, în amunte de confluența cu pîrîul Mogoș).

Menționăm în acest complex și existența unor nivele amfibolitice, superioare celor descrise mai sus.

Urmărind pe teren răspîndirea complexelor metamorfice care compun seria șisturilor cristaline de tip Făgăraș, se observă că șisturile cu albit se situează în partea de est a regiunilor studiate, fiind depășite spre vest și nord de complexul șisturilor amfibolice și al șisturilor clorito-muscovitice care iau contact succesiv cu formațiunile mai vechi. Această situație s-ar putea explica printr-o transgresiune progresivă a seriei șisturilor cristaline de tip Făgăraș, începînd cu complexul bazal al șisturilor cu porfiroblaste de albit, bine dezvoltat spre est (Leaota) și spre nord (Cisnădioara), marcată în continuare spre vest de complexul șisturilor amfibolice sau printr-o transgresiune mai nouă a șisturilor amfibolice, posterioară transgresiunii șisturilor cu albit. Complexul calcarelor și șisturilor grafitoase se dezvoltă abia spre nord, apărînd pe valea Lotrioara și în regiunea Rășinari, pledînd în favoarea ipotezei unei transgresiuni progresive.

III. *Seria de Rășinari*. Această serie prezintă o dezvoltare mai mare spre nord, la Rășinari, regăsindu-se însă și spre sud în bazinul Văii Boului și bazinul văii Călinești.

---

[1]) Spre deosebire de concepția lui G h i c a-B u d e ș t i noi nu cuprindem în seria șisturilor cristaline de tip Făgăraș partea superioară a seriei de Făgăraș separate de el.

Seria de Răşinari poate fi subdivizată în două complexe :

1. *Complexul blasto-detritic* este constituit din cuarțite blastopsamitice calcaroase, peste care se situează uneori un orizont constituit din roci detritice mai fine, reprezentat prin cuarțite mărunte, șisturi cuarțoase sericitoase, conținînd rare nivele de șisturi sericitoase-grafitoase.

2. *Complexul șisturilor clorito-albitice* se situează uneori direct peste cuarțitele blastopsamitice rezultate în urma amestecului de material pelitic, aleuritic pînă la psamitic.

În acest complex apar uneori și roci porfiroide, lentile de roci intruzive acide pînă la ultrabazice reprezentate prin metaperiodotite, metagabbrouri, metadiorite, metagranodiorite și metagranite. La Răşinari se întîlnește această gamă întreagă de roci, predominînd însă metagabbrourile și metagranodioritele ; la sud, în regiunea Brezoi—Călinești apar îndeosebi metagabbrourile și foarte rar metagranodioritele. Materialul albitic din șisturile clorito-albitice provine probabil din distrugerea acestor roci eruptive.

Menționăm, de asemenea, prezența rocilor bostonitice care apar în ambele complexe ale acestei serii atît la Răşinari, cît și în regiunea Brezoi — Călinești.

*

Prin urmărirea direcțiilor structurilor în regiunile cercetate și din relațiile stratonomice observate pe teren se desprinde ideea că la desăvîrșirea edificiului tectonic al acestor munți au contribuit cel puțin două faze de cutare a șisturilor cristaline.

Astfel, după toate aparențele, complexele cele mai vechi cutate aparținînd unității Sebeș—Lotru sînt caracterizate prin cel mai avansat grad de metamorfism, prezentînd și fenomene de migmatizare.

Seriile și complexele aparținînd unității de Olt au fost supuse acțiunilor metamorfice mai slabe, neprezentînd niciodată fenomene migmatice.

Astfel, seria de șisturi cristaline de tip Cumpăna — Cozia a suferit un metamorfism mezozonal, corespunzător faciesului amfibolitic și părții superioare a faciesului epidot-amfibolitic, iar depozitele seriei șisturilor cristaline de tip Făgăraș au fost supuse de asemenea unei influențe metamorfice de grad mai scăzut, cu granularitate mai mică, dar tot în faciesul epidot-amfibolitic în subfaciesurile mai apropiate de faciesul rocilor verzi.

Seria de Răşinari este cel mai slab metamorfozată, fiind caracterizată prin faciesul rocilor verzi, dar a fost metamorfozată și cutată probabil în același ciclu orogenetic.

Întreagă această stivă de sedimente metamorfozate s-a format într-un geosinclinal care a funcționat probabil în timpul paleozoicului vechi (cambrian-silurian ?). Între diferitele serii ale depunerilor sedimentare ale acestui geosinclinal au putut exista lacune stratigrafice care au fost puse în evidență spre vest pe marginile geosinclinalului, prin transgresiunea progresivă a diferitelor serii pe fundamentul cristalin mai vechi, ceea ce ar marca și diferitele mișcări oscilatorii din evoluția acestui geosinclinal.

Ulterior, întreaga stivă de sedimente, cutate și metamorfozate, a fost afectată de mișcări de supracutare, care au provocat o puternică solzificare a tuturor complexelor, antrenînd în baza solzilor și seria de Cumpăna—Cozia împinsă local peste unitatea Sebeș—Lotru.

Această ultimă cutare a marcat caracterul tectonic al regiunilor studiate, care apar constituite dintr-o serie de solzi cu direcția NE—SV în regiunea Brezoi—Călinești și N—S în regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu, paralel cu linia principală de încălecare, de-a lungul căreia complexul cu porfiroblaste de albit este împins peste termenii superiori ai seriei șisturilor cristaline de tip Făgăraș (bazinul Călinești) sau peste seria de Rășinari (bazinul Văii Boului și bazinul Rîușorului—Cisnădioara).

Acest edificiu, cutat în mai multe faze orogenice, a fost afectat în timpuri mai recente de sisteme de fracturi care îl compartimentează în blocuri separate prin falii mai vechi, orientate NE—SV și falii mai recente dirijate E—V, care deplasează compartimentele pe verticală.

Încercînd a face o cronologie a diferitelor serii metamorfice din regiunea Oltului, ne lovim de lipsa de documente paleontologice în domeniul getic mai vechi decît stephanianul. Ținînd însă seama, pe de o parte, de faptul că cele mai vechi formațiuni fosilifere în domeniul autohton aparțin dinanțianului (1) și eventual chiar silurianului superior[1]), așezate deasupra seriei epimetamorfice filitoase din autohton și avînd în vedere, pe de altă parte, faptul că în cele două domenii carpatice meridionale fazele de cutare și perioadele de metamorfism au putut să coincidă în timp, ne propunem următoarea ipoteză geocronologică:

Seria de Rășinari cu cuarțitele blastopsamitice din bază ar putea fi considerată siluriană.

Seria șisturilor cristaline de tip Făgăraș cu depozitele ei tufacee în bază (șisturile cu porfiroblaste de albit), marnoase, argiloase, feruginoase în partea mediană (complexul șisturilor amfibolice și șisturilor cloritomuscovitice), calcaroase, bituminoase în partea superioară (complexul calcarelor și șisturilor grafitoase) ar putea reprezenta depozite mai vechi de vîrstă cambriană.

Cristalinul Sebeș—Lotru fiind cea mai veche formațiune ar putea fi precambriană.

În felul acesta am avea de considerat că aceste serii au suportat cutări precambriene și caledoniene.

Cristalinul Sebeș—Lotru a fost probabil cutat și metamorfozat în timpul precambrianului.

Seria șisturilor cristaline de tip Făgăraș, transgresivă, și seria de Rășinari au suferit o cutare caledoniană.

În ceea ce privește seria de Cumpăna—Cozia nu putem deocamdată preciza decît că ar putea fi mai nouă decît seria de Sebeș—Lotru.

---

[1]) Gr. Răileanu și S. Năstăseanu, *Asupra prezenței formei Artrophycus alleghanensis (Harlan) în formațiunile paleozoice inferioare din Carpații Meridionali (valea Idegului)*, Comunicare susținută în Sesiunea științifică a Universității „C.I. Parhon", mai 1961.

Rocile bostonitice, fără îndoială mai recente, eventual analoge cu intruziunile de la Poiana-Mărului (Braşov) sînt probabil kimmerice (?), şi au fost reluate în fazele alpine.

Ultima cutare, în urma căreia a rezultat edificiul tectonic actual, a început probabil o dată cu punerea în loc a pînzei getice, datorită acţiunilor tectonice la care a fost supusă masa şisturilor cristaline în şariaj, care s-a accentuat în această zonă datorită rezistenţei opuse de seria Cumpăna—Cozia, desăvîrşindu-se într-o fază ulterioară. De altfel trebuie remarcat că zonele solzificate puse în evidenţă între unitatea Oltului şi unitatea Sebeş—Lotru muleză exact conturul pînzei getice la contactul cu autohtonul.

În ceea ce priveşte faza tectonică germanotipă, ea este desigur mult mai recentă, în orice caz primele fracturi fiind postsenonian superior (fracturile NE—SV de la Cisnădioara), ultimele fiind şi mai recente (fracturile dirijate E—V).

К ИЗУЧЕНИЮ СТРАТОНОМИИ И ТЕКТОНИКИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНЫХ КАРПАТ, К ЗАПАДУ ОТ ОЛТА

РЕЗЮМЕ

Кристаллические сланцы, принимающие участие в строении района, относятся к двум крупным структурным единицам: Себеш — Лотру и Олт.

Изучая стратономическим методом кристаллические формации структурной единицы Олта, автор выделяет и расчленяет целый ряд разновидностей кристаллических сланцев, группируя их в три кристаллические серии.

Исследованный район был вовлечен в древние движения, вероятно, докембрийского возраста, в результате которых была метаморфизирована и смята в складки структура Себеш-Лотру, а в последующую фазу складчатости, вероятно каледонскую, была вовлечена структурная единица Олта. В еще более поздний период в складчатые движения была повторно вовлечена вся толща кристаллических сланцев.

Учитывая характер верхнесилурийских отложений, не задетых метаморфизмом и трансгрессивно перекрывающих эпиметаморфическую свиту банатских пород, можно считать, что возраст структурной единицы Себеш-Лотру — докембрийский, а структурной единицы Олта — кембро-силурийский.

CONTRIBUTION À LA STRATONOMIE ET À LA TECTONIQUE DES SCHISTES CRISTALLINS DES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES, À L'OUEST DE L'OLT

RÉSUMÉ

Les schistes cristallins qui constituent cette région ont été répartis entre deux unités importantes: l'unité Sebeș—Lotru et l'unité Olt.

En appliquant la méthode stratonomique à l'étude des formations cristallophylliennes qui constituent l'unité Olt, on a séparé et défini les horizons de toute une série de complexes de schistes cristallins caractéristiques. Ces complexes ont été groupés en trois séries cristallines.

La région a subi une phase de plissement plus ancienne, probablement précambrienne, qui a métamorphosé et plissé l'unité Sebeș—Lotru, ainsi qu'une phase plus récente, probablement calédonienne, qui a métamorphosé l'unité Olt. Ultérieurement, toute la pile de schistes cristallins a subi des mouvements de superplissement.

En tenant compte de la présence du Silurien supérieur non métamorphosé et transgressif au-dessus de la série épimétamorphique du Banat, l'âge précambrien est attribué à l'unité Sebeș—Lotru et l'âge cambro-silurien, à l'unité Olt.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL., RĂILEANU GR. și NĂSTĂSEANU S., *Carboniferul inferior de pe valea Idegului (Vîrsta calcarelor de Ideg)*, Stud. și cercet. geol., 1960, **V**, 407.
2. ST. GHICA-BUDEȘTI, *Les Carpates méridionales centrales (recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi)*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX.**
3. — *Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. Carpathes méridionales, Roumanie*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI.**
4. — *Les facies cristallophylliens du groupe gétique dans la région du défilé de l'Olt. Leur répartition et leur rapport*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1938, **XXII.**
5. MANILICI V., *Studiu petrografic al rocilor eruptive mesozoice din reg. Poiana Mărului — Șinca Nouă*, An. Com. geol., 1956, **XXIX.**
6. MRAZEC L., *Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain)*, Viena, 1904.
7. PAVELESCU L., *Recherches géologiques et pétrographiques dans les monts de Sebeș*, An. Com. geol., 1959, **XXVI—XXVIII.**
8. POPESCU-VOITEȘTI I., *La nappe du Conglomérat de Bucegi dans la vallée de l'Oltu avec de nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpathes méridionales*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **VIII.**
9. REINHARD M., *Die kristallinen Schiefer des Făgăraşer Gebirges in den rumänischen Karpaten*, An. Inst. geol. Rom., 1910, **III**, *1.*
10. SCHMIDT O., *Cercetări ecologice în ramificațiile nord-estice ale Munților Făgăraș*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XV** (1926—1927).
11. — *Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XVII** (1928—1929).
12. STRECKEISEN A., *Sur la tectonique des Carpathes méridionales*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI.**

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA MODULUI DE ALTERARE A ROCILOR MAGMATICE SUB ACȚIUNEA AGENȚILOR EXOGENI

I. ANDEZITELE

DE

DAN P. RĂDULESCU și CONSTANTIN PĂTROESCU

Comunicare prezentată de M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 23 mai 1961

OBSERVAȚII PRELIMINARII

Procesul de alterare a rocilor sub acțiunea agenților exogeni este de o deosebită importanță. Modul său de desfășurare interesează atît din punctul de vedere al rocii supuse procesului (a) — comportarea acesteia în asemenea situații — cît și din puncte de vedere mai largi, așa ca acela al sedimentării chimice (b) — deoarece punerea în stare de mobilitate a elementelor chimice din rocile preexistente reprezintă primul moment al acestui proces foarte complex — ca și din punct de vedere geochimic (c) — deoarece istoria geochimică a elementelor în domeniul sedimentar începe diu momentul în care ele au fost eliberate din materialul inițial.

Problema aceasta a preocupat pe foarte mulți autori în ultima vreme, dar în deosebi în U.R.S.S. ea a fost în mod complex abordată și detaliată. Diversele aspecte ale procesului de formare a scoarței de alterare — noțiune introdusă de cercetătorii sovietici — au fost amănunțit examinate, mai ales în cazul zăcămintelor de minereuri, și datorită lucrărilor lui B. P. Krotov (13), A. N. Perelman (15), (16), Ghinzburg ș.a. au fost descifrate multe probleme ale geochimiei acestui proces. Unele aspecte ale modurilor specifice de alterare a diverselor tipuri de roci au fost, de asemenea, examinate.

Urmărirea procesului de alterare a rocilor magmatice sub acțiunea factorilor exogeni n-a fost începută în mod sistematic decît în ultima vreme (3), (5), (6) etc.; pînă de curînd fuseseră descrise numai unele situații speciale care reținuseră atenția cercetătorilor: alterarea în condiții de deșert (4), (12), în condiții de abundență a substanțelor humice (2), (8), în condițiile marilor orașe (rocile de construcție) (11) etc. În toate aceste cazuri însă, a fost urmărită în deosebi variația de compoziție chimică și numai în etapele mari ale procesului de alterare, în produsele îndepărtate de dezagregare — grohotiș, pietriș, nisip, sol — formate pe seama unei anumite roci. Se știe însă că o rocă reacționează în mod evident în fața agenților alterării încă înainte de a fi supusă dezagregării; la partea periferică a blocurilor, stîncilor se formează totdeauna zone concentrice cu aspecte deosebite — culoare, textură. Aceste transformări reprezintă începutul procesului de alterare și urmărirea lui, ca și a istoriei geochimice a elementelor în cursul procesului de alterare (și, într-un sens mai larg, de sedimentare), nu poate să înceapă decît prin detaliile acestor etape inițiale.

În regiunea din rocă în contact cu atmosfera se formează totdeauna una sau mai multe zone de alterare; nu sînt rare cazurile în care rocile vulcanice prezintă două, iar rocile intruzive 3—4 asemenea zone. Aspectele foarte interesante care se nasc nu pot să nu rețină atenția, să nu ridice problema detaliilor modurilor variate în care se poate desfășura alterarea în primele sale momente. Modurile de alterare a rocilor magmatice ne-au atras atenția încă de multă vreme și urmărirea importanței acestor procese, din toate punctele de vedere menționate mai sus, ne propunem să o începem cu această notă.

Doi sînt factorii variabili care controlează desfășurarea procesului de alterare, modul lui de concretizare în rocă: natura mineralogică-petrografică a materialului și condițiile climatice și hidrologice generale și locale. Materialul examinat de noi s-a format în condiții de constanță a celui din urmă factor, întrucît condițiile climatice generale sînt aceleași pentru regiunile de proveniență a rocilor, iar condițiile locale sînt și ele foarte asemănătoare, deoarece s-au recoltat probe numai din zone expuse direct atmosferei, deasupra nivelului hidrostatic etc. Evident, nu se poate vorbi de o perfectă identitate din acest punct de vedere, dar situațiile la care ne vom referi sînt destul de strict delimitate pentru a putea considera că alcătuirea mineralogică-petrografică a rocilor a fost, practic, singurul element a cărui variație a determinat modurile deosebite de desfășurare a alterării.

Diferențele generale de ordin petrografic între rocile extruzive și cele intruzive determină aspecte deosebite ale porțiunilor lor periferice alterate; observația cea mai generală care se poate face este aceea că numărul zonelor de alterare este, în mod obișnuit, mai mare la rocile intruzive. La multe dintre ele existența a 3—4 zone reprezintă situația normală în timp ce la rocile extruzive prezența a două zone reprezintă un maximum. Este ușor de înțeles că prezența materialului în stare exclusiv cristalizată, în elemente mari, determină — datorită proprietăților fizice și chimice deosebite ale mineralelor — o variabilitate mai largă a modului de reacție în fața agenților de alterare, în comparație cu rocile extruzive,

unde prezența pastei restrînge mult din variația proprietăților fizice și chimice ale materialului. Pe lîngă o desfășurarea deosebită a proceselor de alterare, caracterele petrografice ale rocilor determină, foarte probabil, și moduri variate de conservare a porțiunilor alterate din rocă. Numărul mai mic al zonelor de alterare la rocile extruzive poate să fie și o urmare a posibilităților mai largi de dezagregare în acest caz, a îndepărtării mai ușoare a porțiunilor periferice alterate ale acestor roci.

Deoarece chiar numai observațiile macroscopice generale permit să se conchidă că în modul în care se desfășoară procesul de alterare la diferite tipuri de roci, în cadrul grupului extruziv sau intruziv, există, de asemenea, deosebiri sensibile, am încercat să obținem unele detalii suplimentare în acest sens. Modul obișnuit de a aprecia în laborator comportarea mineralelor în prezența apei, viteza de eliberare a ionilor și deci, în bună parte, rezistența la alterare și modul de desfășurare al acesteia, este urmărirea pH-ului unei suspensii de material în apă. Felul în care reacționează feldspații potasici și sodici, micele, spodumenul etc. a fost examinat în numeroase lucrări și rezultatele obținute au fost, în cele mai multe cazuri, foarte sugestive, cu largi posibilități de interpretare.

În contact cu apa, diversele minerale eliberează o parte din ionii lor; acest proces este controlat de natura substanței și de caracterul acid-alcalin al apei utilizate. În condiții de neutralitate a apei, sau foarte apropiate de acestea, silicații eliberează în primul rînd ioni ca K, Na, Ca; în afara acestora, așa cum C. W. Correns și W. v. Engelhardt au arătat pentru adular (7), Al și Si trec și ei, în mai mică măsură, în soluție. Deși acest lucru nu a fost arătat în nici una dintre lucrări, este de presupus că, din cauza vitezei diferite de solubilizare a diverșilor ioni, pH-ul apei trebuie să sufere unele modificări în timp; deoarece timpul de desfășurare a experiențelor a fost, în totalitatea cazurilor, foarte lung (de ordinul zecilor de zile) este probabil că momentele în care se puteau sesiza asemenea schimbări au fost totdeauna depășite.

În vederea obținerii unor prime informații asupra intensității cu care se desfășoară procesul de alterare la diferite tipuri de roci, am încercat utilizarea procedeului menționat și în cazul rocilor. Deși în asemenea situații este vorba de o asociație complexă de minerale, ni s-a părut posibil ca tocmai aceste complexe, diferite de la un tip de rocă la altul, să dea efecte ale căror diferențe să poată fi sesizate. N-am încercat însă astfel de determinări decît la rocile extruzive, deoarece ni s-a părut mai puțin probabil să poată fi sesizate asemenea aspecte la rocile intruzive unde, datorită faptului că toți componenții sînt cristalizați și, în special, abundenței feldspaților, procesul de eliberare a ionilor este masiv și acoperă efectele de detaliu pe care le urmăream. Rezultatele obținute s-au dovedit foarte interesante.

Materialul examinat (tabelul nr. 1) reprezintă principalele tipuri de roci vulcanice în aspectele lor normale (n-au fost utilizate roci cu caracter grăunțos, alterate, cu separații de minerale feromagneziene etc.). Prin procedeele obișnuite de omogenizare, în vederea cîștigării caracterului de probă medie pentru întreaga rocă, au fost obținute 2 gr substanță ($d < 0{,}1$ mm), care apoi au fost utilizate pentru a forma o suspensie în

100 cm^3 apă bidistilată; pînă la a şasea zi suspensia a fost agitată 12 ore din 24, iar apoi a fost lăsată liniştită. La 2, 4, 6 şi 11 zile pH-ul apei a fost măsurat colorimetric, adică cu posibilitate de a aprecia 0,1 unităţi. Apa utilizată a avut un pH de 5,6 şi 5,2.

După cum se constată din rezultatele determinărilor consemnate în tabelul nr. 1, probele se împart în două grupe net deosebite. La toate probele valorile pH-ului au crescut la început pentru ca apoi să scadă în mod evident; în timp ce însă la rocile acide — riolit, trahit, dacit — valoarea maximă a fost înregistrată la 4 zile, la toate andezitele şi bazaltele maximul s-a plasat la 2 zile după începerea experienţei. În ambele cazuri s-au constatat unele situaţii de păstrare a valorii maxime şi la determinarea ulterioară. Faptul că rezultatele prezentate au fost obţinute în cadrul a două serii de experienţe (probele 1, 4, 5, 10, 11 şi probele 2, 3, 6, 7, 8, 9, 12, 13) de fiecare dată constatîndu-se aceeaşi diferenţă de comportare a probelor, confirmă justeţea lor.

Nu este în intenţia noastră de a discuta acum motivele intime ale acestor comportări deosebite, dar este evident că viteza diferită de trecere în soluţie a diverşilor ioni este principala cauză. Pentru problema pe care o urmărim ni se pare interesant să corelăm aceste rezultate cu observaţia că andezitele şi bazaltele dau mult mai frecvent decît rocile acide zone de alterare bine conturate. Noi nu am avut ocazia să vedem decît rare ori zone de alterare bine dezvoltate la rocile acide, şi niciodată mai mult de una singură, în timp ce pentru andezite şi bazalte existenţa a două zone de alterare este foarte comună. Rezultatele prezentate mai sus nu vor fi decît o confirmare, şi nu o explicaţie, a faptului constatat în observaţiile noastre de pînă acum — observaţii care, evident, nu pot avea însă pretenţia de a fi cuprins toate situaţiile posibile — că alterarea se produce în moduri deosebite nu numai la rocile intruzive, pe de-o parte, şi extruzive,

Tabelul nr. 1

Variaţia în timp a pH-ului unor suspensii de pulberi de roci vulcanice

Roca	Valoare iniţială	Zile			
		2	4	6	11
Riolit; valea Făiragului, Munţii Apuseni	5,2	5,4	**5,7**	**5,7**	5,6
Fonolit; St. Florine, Auvergne	5,6	5,8	**5,9**	5 7	5,4
Trahit; Mt. Doré, Auvergne	5,6	5,8	**5,9**	5,7	5,4
Dacit; Munţii Bîrgăului	5,2	5,6	**5,7**	**5,7**	5,5
Andezit; Munţii Bîrgăului	5,2	**6,2**	5,9	5,6	5,5
Andezit cu augit; Royat, Auvergne	5,6	**5,8**	5,7	5,6	5,4
Andezit cuarţifer; vîrful Piscuiatul, Munţii Gutîi	5,6	**5,8**	5,7	5,7	5.5
Andezit; vîrful Sarcău, Munţii Apuseni	5,6	**5,8**	5,6	5,6	5,5
Andezit; vîrful Gurguiata, Munţii Apuseni	5,6	**5,9**	**5,9**	5,6	5,5
Andezit bazaltoid; valea Ilba, Munţii Gutîi	5,2	**5,6**	**5,6**	5,5	5,4
Bazalt; Sărmaş, Munţii Gurghiului	5,2	**5,8**	5,6	5,5	5,4
Bazalt cu melilit; Hochbohl, Würtemberg	5,6	**5,9**	5,6	5,5	5,4
Bazalt; Royat, Auvergne	5,6	**5,8**	5,6	5,5	5,3

pe de altă parte, ci chiar și la diversele tipuri petrografice din cadrul unei aceleiași categorii genetice.

Aceste cîteva elemente introductive n-au ca scop decît să atragă atenția asupra faptului că procesele se desfășoară în mod deosebit la diversele tipuri de roci și să dea un minimum de fundamentare experimentală observațiilor macroscopice.

I. ANDEZITELE

Rocile andezitice au, de obicei, zone de alterare foarte bine marcate; indiferent de alcătuire mineralogică și structură ele au totdeauna cel puțin una, foarte frecvent două zone de alterare bine evidențiate. N-au fost observate cazuri în care să se formeze mai mult de două zone de alterare. Cei doi factori variabili care stabilesc modul de dezvoltare a acestora — condițiile climatice și hidrologice locale și caracterele petrografice ale rocii — nu reușesc să conducă la aspecte prea variate. Andezitele se prezintă remarcabil de unitar din acest punct de vedere, deși au putut fi sesizate cîteva tipuri deosebite de desfășurare a alterării.

Materialul care a fost examinat cuprinde cele 3 forme fundamentale în care se poate prezenta roca proaspătă: *a*) normală, *b*) cu mineralele feromagneziene resorbite și *c*) propilitică; în aceste diverse cazuri mersul procesului de alterare îmbracă aspecte sensibil deosebite. Pentru două din aceste situații este prezentată și schimbarea de compoziție chimică a rocii în cursul alterării.

În toate cazurile, mineralele feromagneziene s-au dovedit a fi cele mai receptive la acțiunea factorilor alterării; de multe ori și pasta suferă transformări iar feldspații sînt și ei afectați, dar numai cu totul excepțional.

A. ROCI NORMALE

În modul de prezentare a zonelor de alterare a andezitelor se pot sesiza cu ușurință două aspecte care corespund și la moduri deosebite de desfășurare a procesului de transformare a rocii: uneori zona periferică are numeroase spații libere corespunzînd fenocristalelor al căror material a fost îndepărtat, alteori această zonă este compactă, fără nici o diferență de textură față de roca proaspătă. Această diferență de aspect al zonei periferice se constată indiferent dacă, în primul caz, există una sau mai multe zone de alterare; în al doilea caz, n-au fost întîlnite situații cu mai mult de o singură zonă.

1. *Dispariția mineralelor feromagneziene și separarea de hidroxizi de fier*

Prin dispariția mineralelor feromagneziene se formează totdeauna o zonă periferică de culoare cenușie, cu multe spații libere; cel mai adesea, ea este despărțită de roca proaspătă de la interior printr-o zonă intermediară compactă, de culoare brună închis.

Au fost examinate andezite bazaltoide cu hipersten şi augit din regiunea Baia-Mare şi andezite cu hipersten şi augit din Munţii Gurghiului. Iată aspectele tipice care iau naştere în cadrul acestui mod de alterare.

a. Aspect macroscopic

Roca proaspătă este, în cazurile examinate, de culoare cenuşie închis sau neagră, cu textură porfirică slab vizibilă.

Zona intermediară are 3—4 mm grosime şi este de culoare brună închis; culoarea apare îndeosebi în pastă, iar fenocristalele de feldspaţi sînt gălbui şi, din această cauză, foarte evidente.

Zona periferică are 1—3 mm grosime; este de culoare cenuşie deschis cu pete brune-roşcate. Ea prezintă foarte numeroase spaţii libere care, în majoritatea cazurilor, au formele paralelipipedice ale cristalelor de piroxeni dispărute; rareori aceste goluri sînt ceva mai puţin numeroase sau au şi forme neregulate. De multe ori aceste spaţii sînt tapisate sau umplute cu limonit.

b. Aspect microscopic

Roca proaspătă este alcătuită dintr-o asociaţie de cristale mari de feldspaţi plagioclazi şi piroxeni într-o pastă formată din microlite de feldspaţi, piroxeni, magnetit şi sticlă. Piroxenii, ca fenocristale şi microlite, sînt, uneori, foarte abundenţi.

În zona intermediară alcătuirea mineralogică, structura şi textura se păstrează. Ceea ce caracterizează această regiune a rocii este impregnarea cu hidroxizi de fier şi începuturile de transformare a fenocristalelor de piroxeni.

În unele cristale de hipersten şi augit se constată apariţia unui agregat neomogen, cu aspect murdar, de substanţă cloritoasă; acesta înlocuieşte, într-o oarecare măsură, cristalul iniţial.

Impregnarea cu oxizi şi hidroxizi de fier este generală. Aceştia constituie o reţea de vinişoare subţiri care înconjură şi pătrund în fenocristalele de feldspaţi şi piroxeni, fără a se constata vreo preferinţă pentru unele dintre aceste minerale. În cele mai multe cazuri se pot constata efecte de anizotropie, ceea ce arată că este vorba, probabil, de goethit. Uneori se individualizează chiar lamele roşii de oligist, izolate sau în asociaţii care par, la prima vedere, granulare. În alte cazuri însă, în pastă se găseşte o substanţă de culoare roz, omogenă, izotropă, probabil hidroxizi de fier amorfi.

În zona periferică fenocristalele de feldspaţi rămîn, în continuare, proaspete; cele de piroxeni au dispărut complet sau sînt cu desăvîrşire transformate. Unele dintre ele au fost înlocuite cu substanţă cloritoasă de culoare verde murdar, iar altele cu hidroxizii de fier amorfi menţionaţi; hidroxizii sînt, în general, mai abundenţi în această zonă. Cele mai multe fenocristale de piroxeni au dispărut însă; contururile lor

pot fi perfect recunoscute în spațiile libere rămase. Unele goluri cu forme neregulate provin din îndepărtarea unor porțiuni de pastă.

În pastă se constată prezența unor elemente mici, de culoare verde, reprezentînd, probabil, cloritul născut pe seama microlitelor de piroxeni.

În unele cazuri, zona intermediară lipsește; de la roca proaspătă se trece direct la zona periferică, ceva mai groasă în asemenea situații (5 mm). Aspectele acesteia corespund întru totul descrierii făcute pentru cazurile de existență a două zone de alterare.

Transformările pe care le suferă rocile sînt, deci:

a) din punct de vedere mineralogic, dispariția mineralelor feromagneziene, trecînd printr-un stadiu de parțială înlocuire a lor cu un agregat de clorit, și separarea concomitentă a oxizilor și hidroxizilor de fier care se dispersează în regiunea alterată;

b) din punct de vedere textural, apariția de numeroase spații libere în zona periferică corespunzînd fenocristalelor și porțiunilor de pastă îndepărtate.

c. Schimbarea compoziției chimice

Modificarea compoziției chimice a rocii în cursul alterării a putut fi bine urmărită în cazul unui andezit cu hipersten și augit de la Baia-Mare. Pentru a putea discuta sensul transformărilor petrecute, pe lîngă datele analizelor chimice și parametrii Niggli (tabelele nr. 2 și 4) — în care SiO_2 este raportat la suma celorlalți componenți — s-a făcut și o grupare și recalculare procentuală a participării principalilor oxizi (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 2

Compoziția chimică a rocii proaspete și a zonelor de alterare
(andezit bazaltoid cu hipersten și augit, Baia-Mare) *)

	Roca proaspătă	Zona intermediară	Zona periferică
SiO_2	53,06	53,97	47,25
Al_2O_3	12,47	15,35	17,83
Fe_2O_3	4,91	8,32	10,64
FeO	6,54	5,21	4,68
CaO	13,49	8,17	4,00
MgO	3,61	2,84	2,71
MnO	0,15	0,14	0,13
Na_2O	1,67	1,73	1,07
K_2O	0,86	0,92	0,24
P_2O_5	0,15	0,17	0,22
TiO_2	1,30	1,20	0,91
H_2O total	1,50	2,23	10,30
Σ	99,71	100,25	99,98

*) Analist: C. Pătroescu.

Analizele chimice ale produselor de alterare a rocilor indică, în general, modificări importante ale participării diverșilor componenți în cursul acestui proces; în timp ce la unii însă acestea au caracter absolut — se produc levigări sau adiționări de substanță — la alții modificările pe care le prezintă analizele sînt relative, apar ca urmare a prezentării procentuale a datelor de analiză. În cele ce urmează vom încerca să separăm aceste două aspecte, discutînd compoziția simplificată a materialului; premisele acestei discuții — pe care le indică datele analizelor și considerațiile geochimice generale — sînt următoarele:

a) au fost îndepărtați mai ales Ca, Mg, Na și K;

b) n-a putut fi adiționată decît apă.

Modificările pe care le arată datele analizelor chimice şi parametrii Niggli la ceilalţi componenţi sînt doar relative. Deoarece însă modificările absolute s-au petrecut în sensuri opuse este normal să presupunem

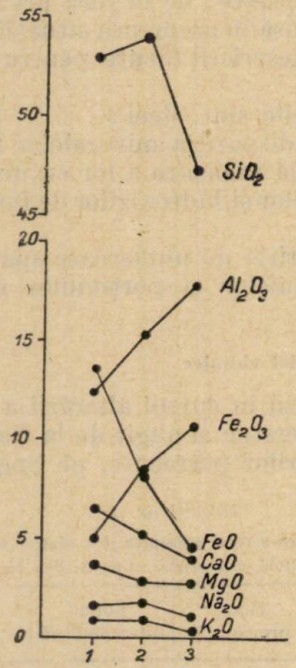


Fig. 1. — Participarea oxizilor, în procente, la alcătuirea rocii proaspete şi în cele două stadii de alterare. *1*, Roca proaspătă; *2*, zona intermediară; *3*, zona periferică.

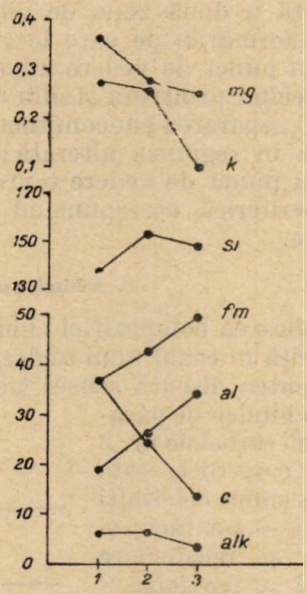


Fig. 2. — Variaţia valorilor parametrilor Niggli în cursul procesului de alterare. *1*, *2*, *3*, Ca la figura 1.

că în valorile pe care le prezintă analizele chimice pentru asemenea componenţi poate să fie mascată comportarea lor reală sau, cel puţin, intensitatea acesteia.

În încercarea pe care o facem în continuare de a sesiza în spatele acestor valori mersul şi intensitatea reală ale transformărilor ne menţinem, evident, la liniile generale fără a putea intra în detalii, deoarece modul de calcul al compoziţiei presupuse pentru rocă în diverse momente ale procesului de alterare (a se vedea mai departe) nu poate urmări toată complexitatea acestuia.

Trecerea de la roca proaspătă la zona intermediară. Comportarea compoziţiei chimice simplificate a rocii proaspete şi a zonei intermediare de alterare (tabelul nr. 5, coloanele 2 şi 4) duce la concluzia că s-a produs *a*) o pierdere de CaO şi MgO şi *b*) o adiţionare de apă; deosebirile valori-

lor de la Al_2O_3 și $FeO + Fe_2O_3$ nu pot fi decît relative, datorită modificărilor absolute menționate.

În tabelul nr. 5 este prezentată și compoziția pe care ar fi trebuit s-o aibă zona intermediară dacă în cursul alterării nu s-ar fi produs decît cele două modificări presupuse. După cum se constată însă, valorile din coloanele 3 și 4 nu corespund, ceea ce înseamnă că în afară de cele două modificări s-au mai produs și altele. Comparînd valorile din ultimele două coloane ale tabelului nr. 5 se pot trage următoarele concluzii: 1) participarea alcalilor n-a suferit modificări semnificative ci doar, eventual, o foarte ușoară scădere; 2) valoarea reală mai mică pentru SiO_2 arată că și acest component a suferit o oarecare îndepărtare, conform cu diferența 57,5 — 54,7. Așa cum era de așteptat, scăderea participării sale absolute a determinat o creștere a participării relative a altor constituenți, modificare care se suprapune peste cea determinată de levigarea metalelor alcalinopămîntoase și adiționarea de apă, situație vizibilă la Al_2O_3 și $FeO + Fe_2O_3$.

Transformările chimice petrecute în acest prim moment de alterare sînt deci:

a) levigare de calciu și magneziu,

b) ușoară levigare a siliciului,

c) adiționare de apă, ceea ce are ca urmare o creștere relativă a participării fierului și aluminiu-

Tabelul nr. 3

Compoziția chimică recalculată pentru principalii constituenți

	Roca proaspătă	Zona intermediară	Zona periferică
SiO_2	54,0	54,7	47,9
Al_2O_3	12,8	15,8	18,0
$FeO+Fe_2O_3$	11,7	13,7	15,6
$CaO+MgO$	17,5	11,0	6,8
Na_2O+K_2O	2,5	2,6	1,3
H_2O	1,5	2,2	10,4
Σ	100,0	100,0	100,0

Tabelul nr. 4

Valorile parametrilor Niggli

	Roca proaspătă	Zona intermediară	Zona periferică
si	139,0	154,0	148,5
al	19,0	26,0	33,0
fm	37,5	42,5	50,0
c	37,5	25,0	13,5
alk	6,0	6,5	3,5
k	0,27	0,27	0,10
mg	0,37	0,28	0,26

Tabelul nr. 5

Compoziția chimică simplificată a rocii proaspete și a zonei intermediare de alterare

	Roca proaspătă	Zona intermediară	
		compoziția dedusă prin pierdere de $CaO+MgO$ și adiționare de H_2O	compoziția reală
SiO_2	54,0	57,5	54,7
Al_2O_3	12,8	13,5	15,8
$FeO+Fe_2O_3$	11,7	13,3	13,7
$CaO+MgO$	17,5	11,0	11,0
Na_2O+K_2O	2,5	2,7	2,6
H_2O	1,5	2,2	2,2
Σ	100,0	100,0	100,0

lui. Aceste transformări corespund descompunerii unor fenocristale de piroxeni şi, probabil, a unor porţiuni de pastă.

Trecerea de la zona intermediară la cea periferică. Compararea alcătuirii zonei intermediare şi a celei periferice sugerează faptul că, pe lîngă $CaO+MgO$, şi participarea elementelor alcaline a suferit o scădere absolută; aceeaşi observaţie este valabilă şi pentru SiO_2, dar de acest lucru nu s-a ţinut seama în prima fază a calculului tocmai pentru a putea sesiza măsura reală a acestei modificări. Compararea cifrelor din coloanele 2 şi 4 ale tabelului nr. 6 arată că levigarea SiO_2, deşi importantă, este mai puţin accentuată decît ar indica-o diferenţa valorilor 54,7 — 47,9, ea corespunzînd, probabil, diferenţei 52,8—47,9. Al_2O_3 şi $FeO + Fe_2O_3$ suferă aceeaşi îmbogăţire relativă.

Tabelul nr. 6

Compoziţia chimică simplificată a zonelor intermediară şi periferică

	Zona intermediară	Zona periferică	
		compoziţia dedusă prin pierderea de $CaO+MgO$, Na_2O+K_2O şi adiţionare de H_2O	compoziţia reală
SiO_2	54,7	52,8	47,9
Al_2O_3	15,8	15,3	18,0
$FeO+Fe_2O_3$	13,7	13,4	15,6
$CaO+MgO$	11,0	6,8	6,8
Na_2O+K_2O	2,6	1,3	1,3
H_2O	2,2	10,4	10,4
Σ	100,0	100,0	100,0

Modificările de compoziţie chimică menţionate corespund unei mai profunde transformări a piroxenilor şi pastei.

★

Schimbarea compoziţiei chimice a rocii în cursul alterării este reprezentată în figurile 1—4. Din examinarea figurii 3, în care este prezentat, după Niggli, sensul variaţiei valorilor rapoartelor $\frac{\text{alterat}}{\text{proaspăt}}$ pentru parametrii Niggli, se poate aprecia că zona intermediară reprezintă o alterare moderată ca intensitate (punctele reprezentative nu sînt prea dispersate) în timp ce zona periferică oglindeşte o puternică transformare a chimismului rocii (punctele reprezentative sînt puternic dispersate).

Figura 4, alcătuită pe baza celor discutate mai sus, deşi deosebită în unele privinţe de figurile 1 şi 2, pare a fi cea mai sugestivă. Ea arată că levigarea calciului este masivă şi permanentă; din primele momente poate începe şi îndepărtarea elementelor alcaline şi a siliciului, dar ea se accentuează abia mai tîrziu. Adiţionarea de apă este puternică şi permanentă. Ca rezultat al acestor modificări absolute în chimismul rocii, participarea fierului şi aluminiului arată o permanentă îmbogăţire relativă.

2. *Pseudomorfoza mineralelor feromagneziene*

În multe cazuri, rocile andezitice normale nu prezintă decît o singură zonă de alterare care nu arată nici o deosebire structurală sau texturală faţă de roca proaspătă, ci numai diferenţe de culoare. Trecerea între aceste

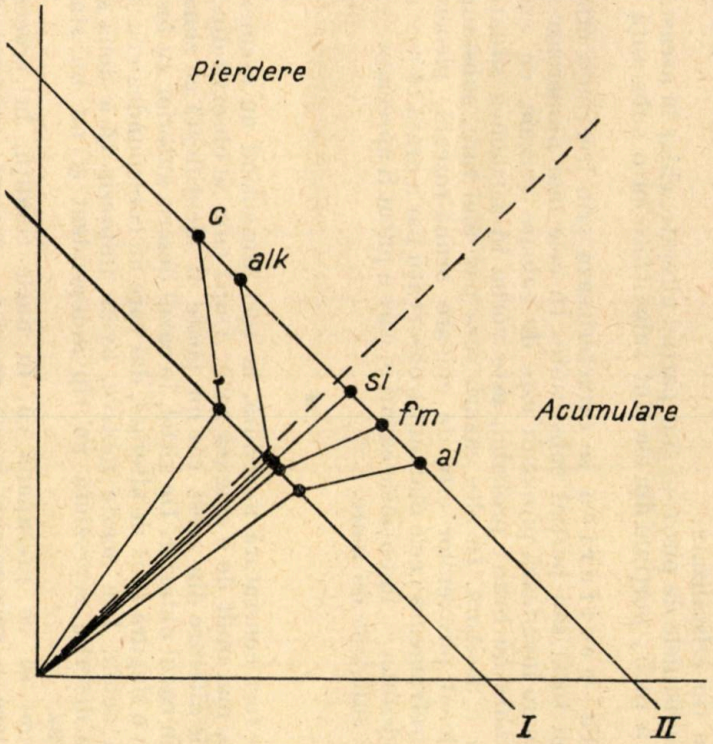


Fig. 3. — Sensul variației valorilor rapoartelor $\frac{alterat}{proaspăt}$ pentru parametrii Niggli. *I*, Zona intermediară ; *II*, zona periferică.

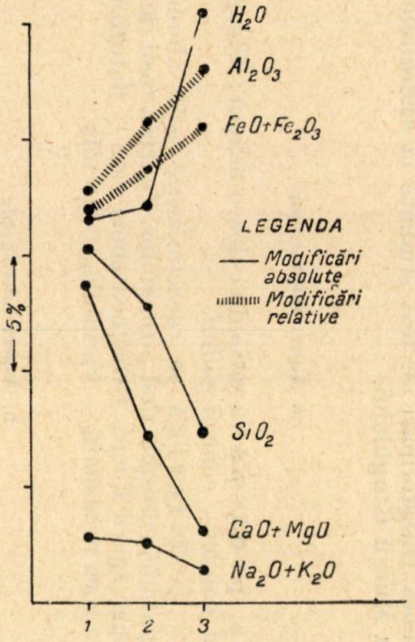


Fig. 4. — Modificarea participării principalilor oxizi la alcătuirea rocii, în cursul alterării. *1*, *2*, *3*, Ca la figura 1.

regiuni ale rocii este gradată, aşa încît nu se poate trasa o limită precisă între ele.

Asemenea transformări au fost studiate la andezitele cu hipersten şi augit din Munţii Gurghiului.

a. Aspect macroscopic

Roca proaspătă este de culoare neagră; feldspaţii sînt vizibili ca mici baghete, cenuşii-gălbui.

Zona periferică se caracterizează prin abundenţa petelor de culoare gălbuie, corespunzînd piroxenilor. Textura rocii rămîne neschimbată; nu apar spaţii libere. Grosimea zonei este — datorită trecerii progresive de la roca proaspătă — variabilă, 2—10 mm.

b. Aspect microscopic

Roca proaspătă este, în cazurile examinate, foarte bogată în hipersten şi săracă în augit. Plagioclazii sînt complet proaspeţi; pasta este foarte fin cristalizată.

Fenocristalele de piroxeni sînt parţial alterate, chiar în această parte proaspătă a rocii; porţiuni din ele sînt substituite cu o substanţă brună-verzuie.

Zona periferică se caracterizează prin frecvenţa cristalelor de piroxeni total sau parţial substituite. În cele mai numeroase cazuri, substanţa care invadează piroxenii este de culoare verzuie, cu uşoare şi variabile tente de brun; probabil, este vorba în asemenea situaţii de o bastitizare a acestora. În alte cazuri, care par mai rare, substanţa care apare în locul piroxenilor este de culoare brună-roşcată, pleocroică şi puternic birefringentă; cele mai multe observaţii par a arăta că este goethit deşi nu totdeauna — în puţinele cazuri în care a putut fi apreciată — refringenţa este suficient de mare.

*

Nu a fost constatată niciodată, la roci prezentînd un asemenea tip de alterare, mai mult de o singură zonă. După cum se observă din descriere, zona de alterare din acest caz nu poate fi identificată cu zona intermediară din cazul anterior. De altfel, în cazul descris anterior au fost întîlnite roci cu o singură zonă de alterare, dar care nu corespundeau cu situaţia prezentată acum. Din aceste motive, avem impresia că a doua situaţie de alterare descrisă reprezintă un tip independent şi nu un stadiu al primului caz.

Trebuie să se presupună că, în unele condiţii, în procesul de descompunere a mineralelor feromagneziene domină aspectul de formare de noi minerale (cloritoase) şi nu cel de levigare totală a substanţei acestora.

B. ROCI CU MINERALELE FEROMAGNEZIENE RESORBITE

Rocile cu mineralele feromagneziene resorbite sînt foarte frecvente în natură. Au fost examinate asemenea roci din Munții Gurghiului, aparținînd, după toate probabilitățile, unor tipuri de andezite amfibolice. N-au fost întîlnite decît cazuri cu o singură zonă de alterare.

Absența fenocristalelor de minerale feromagneziene dă tuturor rocilor un oarecare caracter de omogenitate mineralogic-petrografică, ceea ce le face să reacționeze în mod foarte asemănător în fața agenților de alterare.

a. Aspect macroscopic

Roca proaspătă prezintă, de la caz la caz, aspecte diferite.

Zona periferică se caracterizează, totdeauna, prin diferența de culoare; ea este cenușie sau cenușie-gălbuie. Grosimea este redusă, 2—3 mm. Zona de alterare este compactă.

b. Aspect microscopic

În toate cazurile examinate n-au fost constatate transformări decît în pastă : aici se dezvoltă o substanță care, în cazurile în care a putut fi identificată, s-a dovedit a fi de natură cloritoasă. De foarte multe ori însă, sînt foarte dificil de sesizat în mod exact aceste modificări.

*

Pentru modul de alterare a rocilor andezitice cu mineralele melanocrate resorbite trebuie reținut :

1) modul omogen în care reacționează toate în cursul alterării;

2) faptul că numai pasta este afectată de transformări, în timp ce magnetitul din contururile mineralelor feromagneziene se dovedește a fi foarte puțin receptiv la acțiunea agenților alterării.

C. ROCILE PROPILITICE

Ca și andezitele cu mineralele feromagneziene resorbite, și cele propilitice reacționează mai omogen decît andezitele normale în cursul procesului de alterare. Faptul că piroxenii sau amfibolii au fost înlocuiți cu clorit face ca tipurile mineralogice de andezite să se reducă practic, la unul singur.

În mod obișnuit, andezitele propilitice nu formează decît o singură zonă de alterare. Prezența a două zone nu este exclusă dar este legată, de cele mai multe ori, de existența unui proces de cloritizare.

Au fost examinate roci din regiunea Baia-Mare și din Munții Călimani.

a. Aspect macroscopic

Roca proaspătă se caracterizează totdeauna prin culoarea uşor verzuie, uneori cenuşie-verzuie, şi prin faptul că numai fenocristalele de feldspat sînt vizibile; din acest motiv, textura porfirică este, în mod obişnuit, puţin evidentă.

Zona periferică este foarte groasă; în toate cazurile examinate ea are peste 10 mm grosime, pînă la 30 mm. Limita faţă de roca proaspătă este, în majoritatea cazurilor, foarte netă, şi numai rareori neregulată. Numai schimbarea generală de culoare diferenţiază cele două regiuni ale rocii; zona periferică are nuanţe cenuşii sau gălbui, manifestînd, de la caz la caz, o închidere sau o deschidere a culorii. Feldspaţii sînt, de obicei, gălbui.

b. Aspect microscopic

Roca proaspătă se caracterizează prin absenţa piroxenilor sau amfibolilor şi existenţa cloritului în contururile acestora. Cloritul este uneori mai bine, alteori mai slab individualizat, mai curat sau cu impurităţi, dar cantonat numai în contururile piroxenilor şi amfibolilor. În cazurile de bună individualizare cloritul este de culoare verde închis. Feldspaţii sînt complet proaspeţi.

Zona periferică se caracterizează prin prezenţa cloritului în toată masa rocii, atît în pastă cît şi în feldspaţi; lui i se adaugă şi cantităţi reduse de hidroxizi de fier. Ambele apar în vinişoare care străbat pasta şi fenocristalele de feldspaţi sau substituie porţiuni ale acestora. La unele cristale de feldspaţi plagioclazi lipseşte nucleul bazic.

Cloritul este totdeauna ferifer, în general de culoare mai deschisă decît cel din roca proaspătă.

*

La toate rocile examinate s-a constatat că procesul de transformare constă în dispersarea substanţei cloritoase în întreaga rocă — însoţită, eventual, de schimbarea naturii ei — şi separarea de hidroxizi de fier.

c. Schimbarea compoziţiei chimice

Modificarea compoziţiei chimice a rocii a fost urmărită la un andezit propilitic slab cuarţifer din valea Zebracului (Munţii Călimani). După cum se constată din tabelele nr. 7—9, modificările de chimism suferite de rocă sînt foarte reduse; adiţionările şi levigările de substanţă sînt atît de puţin importante (foarte uşoară levigare a calciului, magneziului, alcaliilor şi silicei), încît influenţa lor asupra participărilor relative ale celorlalte elemente este abia perceptibilă.

Participarea relativă a Al_2O_3 care, în mod obișnuit, se schimbă așa de repede, nu prezintă o modificare sensibilă. Numai la $FeO+Fe_2O_3$ se constată o ușoară îmbogățire relativă.

Tabelul nr. 7

Compoziția chimică a rocii proaspete și a zonei de alterare

(andezit propilitic, valea Zebracului, Munții Călimani *)

	Roca proaspătă	Zona alterată
SiO_2	60,78	60,09
Al_2O_3	15,08	14,91
Fe_2O_3	4,73	6,90
FeO	5,00	4,35
CaO	7,30	5,41
MgO	1,41	2,78
MnO	0,11	0,11
Na_2O	2,29	2,28
K_2O	0,94	0,86
P_2O_5	0,18	0,17
TiO_2	0,47	0,28
H_2O total	1,42	1,61
Σ	99,71	99,74

*) Analist: C. Pătroescu.

Tabelul nr. 8

Compoziția chimică recalculată pentru principalii constituenți

	Roca proaspătă	Zona alterată
SiO_2	61,4	60,6
Al_2O_3	15,2	15,0
$FeO+Fe_2O_3$	9,8	11,3
$CaO+MgO$	8,8	8,2
Na_2O+K_2O	3,3	3,2
H_2O	1,5	1,7
Σ	100,0	100,0

Tabelul nr. 9

Valorile parametrilor Niggli

	Roca proaspătă	Zona alterată
si	206,9	200,0
al	30,0	29,0
fm	33,5	42,5
c	26,5	19,0
alk	10,0	9,5
k	0,21	0,21
mg	0,21	0,32

O asemenea situație a compoziției chimice corespunde cu transformările de natură mineralogică. Ea se datorește intensității reduse a alterării dar, probabil, și dificultăților care există la asemenea roci ca porțiunile ceva mai intens transformate să se conserve unitar cu roca proaspătă.

Tabelul nr. 10

Compoziția chimică a unui andezit din lava și a produselor sale de alterare

	Roca proaspătă	Zona I	Zona II
SiO_2	61,60	56,39	50,16
Al_2O_3	14,80	15,17	17,96
Fe_2O_3	7,85	10,60	13,85
CaO	6,77	2,54	0,19
MgO	3,15	2,96	0,77
Na_2O	2,25	1,59	0,29
K_2O	1,85	1,55	0,33
P_2O_5	urme	urme	urme
TiO_2	0,54	0,71	0,82
SO_3	urme	urme	urme
H_2O total	0,98	9,09	16,04
Σ	99,79	100,60	100,41

În literatura pe care am avut-o la dispoziție nu am găsit decît o singură situație care să poată fi comparată cu cele prezentate mai sus.

E. Blanck şi E. v. Oldershausen (3) descriu produsele de alterare ale unui andezit din Iava separînd, pe lîngă roca proaspătă, 5 porțiuni. Dintre acestea însă, numai pentru primele două avem siguranța

Tabelul nr. 11

Compoziția chimică recalculată pentru principalii constituenți

	Roca proaspătă	Zona I	Zona II
SiO_2	62,1	56,5	50,4
Al_2O_3	14,9	15,2	18,1
Fe_2O_3	7,9	10,6	13,8
$CaO+MgO$	10,0	5,5	1,0
Na_2O+K_2O	4,1	3,1	0,6
H_2O total	1,0	9,1	16,1
Σ	100,0	100,0	100,0

Tabelul nr. 12

Valorile parametrilor Niggli

	Roca proaspătă	Zona I	Zona II
si	229,5	250,0	283,4
al	32,0	39,5	60,0
fm	28,0	37,0	36,0
c	28,0	12,0	1,3
alk	12,0	11,5	2,7
k	0,34	0,38	0,38
mg	0,61	0,53	0,19

că reprezintă zone de alterare în sensul celor discutate pînă acum; celelalte sînt, una o masă pămîntoasă de deasupra blocului considerat, iar

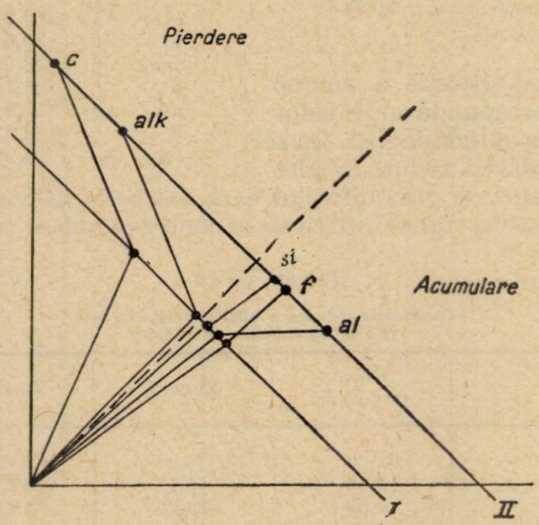


Fig. 5.— Sensul variației valorilor rapoartelor $\frac{\text{alterat}}{\text{proaspăt}}$ pentru parametrii Niggli la un andezit din Iava.
I, II, Zone de alterare.

pentru alte două nu se dau suficiente detalii pentru a se putea înțelege poziția pe care o ocupau, dacă ele reprezintă toată roca sau numai porțiuni ale acesteia.

După cum se constată din datele tabelelor nr. 10—12 și figura 5 pot fi recunoscute și în acest caz trăsăturile generale separate la rocile examinate de noi : levigarea pronunțată a elementelor alcalino-pămîntoase și alcaline, levigarea siliciului, îmbogățirea relativă în Al_2O_3 și Fe_2O_3. Spre deosebire de situațiile din țara noastră însă, procesul de alterare a acestui andezit se caracterizează prin excepționala intensitate a levigării componenților ; încă din primele momente Ca, Mg, Na, K și Si sînt îndepărtați în foarte mare măsură. Această diferență de comportare a rocii se datorește, cu siguranță, diferenței fundamentale de condiții climatice, respectiv existenței unor condiții mult mai prielnice pentru desfășurarea alterării sub acțiunea factorilor exogeni în Iava, față de țara noastră.

*

Din cele expuse, rezultă că în modul în care reacționează rocile andezitice în fața agenților alterării superficiale există totdeauna elemente comune ; diferențele determinate de compoziția mineralogică inițială sînt prea mici pentru a influența în mod sensibil trăsăturile comune.

Din punct de vedere mineralogic, trebuie reținut faptul că mineralele feromagneziene sînt cele care se distrug mai întîi, dînd, de cele mai multe ori, produse de natură cloritică. Din punct de vedere chimic, trebuie subliniată levigarea masivă a elementelor alcalino-pămîntoase și alcaline ca și posibilitatea de eliberare a siliciului din silicați încă destul de timpuriu. Căpătarea unei accentuate porozități, datorită dispariției mineralelor feromagneziene, reprezintă, în sfîrșit, elementul de ordin textural care caracterizează procesul de alterare a rocilor andezitice. Toate aceste transformări pot îmbrăca însă aspecte ușor variate, așa încît rezultatele concrete ale procesului de alterare sînt, de la caz la caz, deosebite.

К ИЗУЧЕНИЮ ПРОЦЕССОВ РАЗРУШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ПОД ДЕЙСТВИЕМ ЭКЗОГЕННЫХ АГЕНТОВ

1. АНДЕЗИТЫ

РЕЗЮМЕ

Для того чтобы выявить разницу в поведении различных типов пород под действием факторов разрушения, авторы по истечении 2, 4, 6 и 11-ти дней проверяли значения pH в суспензиях, растертых в порошок и введенных в воду пород ; различные реакции кислых и основных пород показаны в таблице 1.

Для андезитов изучались изменения минералогического и химического состава, развивающиеся в зонах разрушения, на периферии блоков. Дается описание измечений для пород : *A* — нормальных ; *B* — содержащих ферромагнезиальные рессорбированные минералы ; *C* — пропилитизированных.

В первом случае выявлено два различных вида изменений в зависимости от того, было ли полностью удалено ферромагнезиальное вещество, в результате чего образуются пустоты (*1*), или же за счет этих ферромагнезиальных минералов образовались псевдоморфозы других минералов (*2*). В таблицах *2* — *6* и на рис. 1—4 показаны изменения химического состава для случая *1*. Быстрое разрушение темноцветных минералов в смысле полного их исчезновение или образования псевдоморфоз—явление, характерное для процессов разрушения обыкновенных пород.

Для пород, содержащих рессорбированные ферромагнезиальные минералы, характерно: а) равномерное развитие реакций под действием агентов разрушения и б) первоочередное развитие процессов изменения в основной массе.

В пропилитизированных породах процессы разрушения выражаются рассеиванием хлористого вещества, входящего в состав ферромагнезиальных минералов; в известных случаях возможны также некоторые изменения химического состава. В таблицах *7* — *9* приводятся изменения, которым в данном случае подвергается химический состав.

В результате проведенных работ на всех станциях установлено быстрое выщелачивание не только щелочно-земельных и щелочных элементов, но и кремнезема, который начинает исчезать даже в начальных стадиях разрушения. Совместно с привносом воды вышеуказанные явления носят характер абсолютных изменений, обусловливающих относительные изменения в содержании железа и алюминия (рис. 4).

В заключение полученные автором результаты сопоставляются с данными анализа изменений, протекающих в андезите из Явы (табл. *10*—*12*).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Процентное содержание окислов в составе свежих пород, а также и разрушенных пород для двух различных стадий разрушения: *1* — свежая порода; *2* — промежуточная зона; *3* — переферийная зона.

Рис. 2. — Вариационная диаграмма для параметров Ниггли, в процессе разрушения пород. *1*, *2*, *3* — см. рис. 1.

Рис. 3. — Направление в изменении значении отношения $\frac{\text{разрушенная}}{\text{свежая}}$ для параметров Ниггли. I — промежуточная зона; II — периферийная зона.

Рис. 4. — Изменение процентного содержания окислов в составе породы на различных стадиях развития процесса разрушеная. *1*, *2*, *3* — см. рис. 1.

Рис. 5. — Направление в изменении отношения $\frac{\text{разрушенная}}{\text{свежая}}$ для параметров Ниггли у одного андезита из Явы. I, II — зоны разрушения.

SUR LE MODE D'ALTÉRATION DES ROCHES MAGMATIQUES SOUS L'ACTION DES AGENTS EXOGÈNES

I. LES ANDÉSITES

RÉSUMÉ

En vue de démontrer que les divers types de roches réagissent d'une manière différente aux facteurs d'altération, les auteurs ont procédé à des déterminations des valeurs du pH de certaines suspensions de poussières de roches dans l'eau — au bout de 2, 4, 6 et 11 jours. Le tableau 1 indique les comportements divers des roches acides et basiques.

En ce qui concerne les andésites, les observations ont porté sur les modifications d'ordre minéralogique et chimique qu'elles subissent dans les zones d'altération qui prennent naissance à la périphérie des blocs. Les auteurs décrivent les situations correspondant aux roches : *A.* normales, *B.* à minéraux ferromagnésiens résorbés, *C.* propylitiques.

Dans le premier cas, ils ont constaté deux situations : 1° la substance des minéraux ferromagnésiens est complètement éliminée, ce qui détermine des espaces libres ; 2° ces minéreux sont pseudomorphosés par divers autres. Les tableaux 2 à 6 et les figures 1 à 4 reflètent le changement de la composition chimique dans le cas 1°. La destruction rapide des minéraux ferromagnésiens — leur disparition totale ou leur pseudomorphose — caractérise le mode d'altération des roches normales.

Les roches à minéreux ferromagnésiens résorbés sont caractérisées par : *a*) le mode homogène dont elles réagissent aux agents d'altération ; *b*) le fait que c'est surtout la pâte qui est affectée par les transformations.

Pour ce qui est des roches propylitiques, la transformation consiste en la dispersion de la substance chloriteuse, des contours des minéraux ferromagnésiens, dans la roche toute entière, éventuellement avec certains changements de sa nature. Les tableaux 7 à 9 indiquent les modifications de composition chimique, dans ce cas.

Dans toutes ces situations, il est à remarquer que, outre les éléments alcalino-terreux et alcalins, qui sont rapidement lévigés, le silicium disparaît lui aussi du matériel initial, dès les premiers moments de l'altération ; avec l'addition d'eau, ce sont là les modifications absolues capables de déterminer des modifications relatives de la teneur des parties périphériques des roches en fer et en aluminium (fig. 4).

Les tableaux 10 à 12 permettent de faire la comparaison des situations ci-dessus, avec le mode d'altération d'une andésite de Java.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1.— Participation des oxydes à la formation de la roche primitive et aux deux stades d'altération (en pour-cent). *1*, Roche primitive ; *2*, zone intermédiaire ; *3*, zone périphérique.

Fig. 2. — Variation des paramètres de Niggli au cours du processus d'altération. *1*, *2*, *3*, Les mêmes que pour la figure 1.

Fig. 3.— Sens de la variation des valeurs des rapports $\frac{\text{altérée}}{\text{primitive}}$ pour les paramètres de Niggli. I, Zone intermédiaire ; II, zone périphérique.

Fig. 4. — Modification de la participation des principaux oxydes à la constitution de la roche au cours du processus d'altération. *1*, *2*, *3*, Les mêmes que pour la figure 1.

Fig. 5. — Sens de la variation des valeurs des rapports $\frac{\text{altérée}}{\text{primitive}}$ pour les paramètres de Niggli, dans le cas d'une andésite de Java. I, II, Zones d'altération.

BIBLIOGRAFIE

1. BEMMELEN J.M. VAN, *Die verschiedenen Arten der Verwitterung der Silikatgesteine in der Erdrinde*, Zeitsch. Anorg. Chemie, 1910, **66**.
2. BLANCK E. u. RIESER A., *Über die chemische Veränderung des Granite unter Moorbedeckung*, Chemie der Erde, 1926, **II**.
3. BLANCK E. u. OLDERSHAUSEN E. v., *Über die Verwitterung von Andesits auf Java*, Chemie der Erde, 1932, **VII**.
4. BLANCK E. u. THEMLITZ R., *Über Eruptivgesteinsverwitterung in chilenischen Wüstengebiet*, Chemie der Erde, 1936—1940, **XII**.
5. COLLIER D., *Sur l'altération des granits à gros grains en Auvergne*, C.R. Acad. Sci. Paris, 1951, **233**, *1*.
6. — *Sur l'altération des granits à grains fins en Auvergne*, C.R. Acad. Sci. Paris, 1955, **223**, *2*.
7. CORRENS W. CARL u. ENGELHARDT W. v., *Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates*, Chemie der Erde, 1939—1940, **XII**.
8. ENDELL K., *Über die chemische und mineralogische Veränderung basischer Eruptivgesteine unter Mooren*, Neues Jb. Min. BB., 1911, **31**.
9. GROSSER GOTTFRIED, *Die Verfahren zur Berechnung und graphischen Darstellung der chemischen Gesteinsverwitterung*, Chemie der Erde, 1932, **VII**.
10. — *Die Veränderung im Chemismus der Eruptivgesteine durch die Verwitterung*, Chemie der Erde, 1937, **XI**.
11. KAISER ERICH, *Über eine Grundfrage der natürlichen Verwitterung und die chemische Verwitterung der Bausteine im Vergleich mit der in der freien Natur*, Chemie der Erde, 1930, **VI**.
12. KNETSCH G. u. REFAI E., *Über Wüstenverwitterung, Wüsten Feinrelief und Denkmalzerfall in Ägypten*, Neues Jb. Geol. Pal. Abh., 1955, **101**, *2*.
13. КРОТОВ Б. П., *Дифференциация элементов во времени при выветривании и закономерности распределения осадочных рудных месторождений*, Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, *2*.
14. NIGGLI P., *Gesteine und Minerallagerstätten*, Basel, 1952, **II**.
15. ПЕРЕЛЬМАН А. Н., *Формы коры выветривания и их распределение*, Вопр геогр., 1953, *33*.
16. — *Ряды миграции химических элементов в коре выветривания*, Докл. АН СССР, 1955, **103**, *4*.
17. — *Дверная кора выветривания Средней Азии*, Докл. АН СССР, 1955, **103**, *5*.
18. СЕРДЮЧЕНКО А. Н., *О некоторых минералах коры выветривания*, Минерал. сб. Львовск. геол. общ., 1954, *8*.

CONTRIBUȚIA PROSPECȚIUNII GRAVIMETRICE LA DETERMINAREA STRUCTURILOR CU SARE ȘI SĂRURI DE POTASIU DIN DEPOZITELE NEOGENE ALE CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

MARIUS VISARION

Comunicare prezentată de SABBA ȘTEFĂNESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 23 mai 1961

INTRODUCERE

Înfăptuirea programului de dezvoltare a economiei naționale solicită o lărgire continuă a bazei de materii prime. În vederea realizării acestui obiectiv au fost intensificate lucrările geologice de toate categoriile, printre care și cercetările geofizice.

În cadrul activității Comitetului geologic, ne-a revenit sarcina de a executa prospecțiuni gravimetrice în Carpații Orientali, în legătură cu posibilitatea de a pune în evidență acumulările de săruri de sodiu și potasiu cantonate în depozitele neogene.

Cercetările gravimetrice în Carpații Orientali au fost inițiate de Comitetul geologic încă din anul 1951. La început, ele au avut un caracter regional, urmărind să pună în evidență numai elementele structurale majore. Ulterior, s-a trecut la prospecțiunea de detaliu, care a reușit să aducă o contribuție importantă la detectarea și conturarea unor masive de sare. Au fost înregistrate o serie de succese importante la Cacica, Sărata (Bacău), Tg.-Ocna etc., care au dovedit capacitatea metodei de a rezolva probleme de acest tip.

Recent, într-o serie de foraje de adîncime, s-a semnalat prezența sărurilor de potasiu. Acest fapt a dat un nou impuls cercetărilor geologice și geofizice.

Rezultatele favorabile obținute anterior de metoda gravimetrică la detectarea masivelor de sare, precum și prețul de cost scăzut al prospec-

țiunilor, au făcut să se apeleze la această metodă. Evident, metoda gravimetrică nu este aptă de a separa sărurile de potasiu, dar ea poate, după cum se va vedea în cele ce urmează, să dirijeze forajul de prospecțiune, separînd prin anomalii de minim, zonele intens salinizate și ariile de răspîndire ale formațiunii purtătoare de săruri de sodiu și potasiu.

Deoarece lucrările sînt de-abia la început, nu se pot trage concluzii definitive; totuși, s-au înregistrat o serie de succese care ne permit să fim optimiști și din care vom reda cîteva în această lucrare.

Pînă în prezent, nu s-au utilizat în acest scop și alte metode geofizice decît cu totul sporadic. Astfel, autorul a utilizat și magnetometria pe suprafețele prospectate, care însă a dat rezultate, concretizate prin anomalii negative de 20—40 γ, numai în zonele unde sarea ocupă volume importante în apropierea suprafeței.

S. M. Korenevski și colaboratori (6) arată că în condițiile existente în avanfosa precarpatică din R.S.S. Ucraineană, prospecțiunile seismice prin metoda refracției au dat rezultate remarcabile, datorită faptului că o dată cu creșterea salinității rocilor se măresc și vitezele de strat. În R.P.R. nu a fost utilizată pînă în prezent această metodă. Se prevede experimentarea ei în viitor, dar condițiile caracteristice în care apar sărurile de potasiu în profilul miocenului din R.P.R. nu ne permit — în stadiul actual al cercetărilor — să întrevedem obținerea unor rezultate favorabile.

În schimb, cercetările de geofizică industrială executate într-o serie de foraje de adîncime din regiunea Tazlăul-Mare, de N. I. Niculescu și L. Cojocaru [1]), au condus la rezultate interesante. Curbele înregistrate cu ajutorul carotajului electric au furnizat cu destulă precizie intrarea și ieșirea din sare. Pentru separarea sărurilor de potasiu s-a utilizat carotajul radioactiv, deoarece izotopul K^{40}_{19} existent în proporție de 0,00119% prezintă proprietăți radioactive, emițînd radiații β și γ. Autorii citați au utilizat contori pentru radiația γ, care are o mare putere de penetrabilitate și redă profile fidele constituției litologice a formațiunilor străbătute.

De un deosebit ajutor ne-au fost indicațiile date de K. B. Doncenko și I. Kozorezov, cu ocazia vizitei pe care au făcut-o în țara noastră, în cadrul colaborării tehnice dintre U.R.S.S. și R.P.R.

CONDIȚII GEOLOGICE ȘI FIZICE

În cele ce urmează vom prezenta, după I. Băncilă (1) și O. Mirăuță și E. Mirăuță [2]), cîteva elemente geologice principale, cu scopul de a reliefa datele stratigrafice și tectonice, care — prin raporturile dintre densitățile lor — concură la producerea anomaliilor gravimetrice.

Unitatea medio-marginală este una din cele mai întinse și clare structuri din fliș. Se lărgește uneori pînă la marginea vizibilă a flișului, iar pe

[1]) N. I. Niculescu și L. Cojocaru, *Studii de geofizică industrială asupra zăcămîntului cu săruri de potasiu de la Tazlăul-Mare*, Arh. Departamentului Chimiei, 1959.

[2]) O. Mirăuță și E. Mirăuță, *Prospecțiuni pentru săruri de potasiu în regiunea V. Iapa — V. Nechitu și Tazlăul-Mare*, Arh. Com. geol., 1959.

alocuri se retrage descoperind mai multe „semiferestre" din unitatea externă, care îi servește de „autohton". Poate fi separată în trei subunități: mediană la vest, caracterizată prin dezvoltarea mare a unui paleogen de facies gresos (Tarcău), intermediară, la mijloc, caracterizată prin dezvoltarea unui paleogen de facies gresos-calcaros (intermediar) și marginală la est, caracterizată printr-un facies calcaros-marnos sau marginal. Pe alocuri, între acestea, se stabilesc relații tectonice de încălecare mai pronunțată, dar pe alocuri, încăl cările se reduc și se fac chiar treceri gradate.

Unitatea externă apare discontinuu în fața precedentei și include o succesiune de depozite cretacice, sub facies negru și cenușiu, precum și depozite paleogene de facies „extern", cărora li se adaugă depozite miocene cu sare și gips.

Densitatea diverselor formațiuni geologice a fost determinată prin metoda directă în Laboratorul de geotehnică al Comitetului geologic. În tabelul nr. 1, care redă rezultatele obținute, au fost înglobate și o serie de roci care nu aflorează în unitățile descrise, dar care se găsesc cu certitudine în substratul lor.

Tabelul nr. 1

Densitatea formațiunilor din regiune pe vîrste geologice probabile

Formațiunea geologică	Vîrsta probabilă a formațiunii geologice	Limite de variație a densității g/cm³
Strate de Sinaia	valanginian-hauterivian	2,60—2,68
Strate de Bistra	barremian-apțian inferior	2,60—2,64
Strate de Ceahlău	apțian superior-albian inferior	2,50—2,60
Șisturi negre	barremian-albian mediu	2,45
Marne cu fucoide	senonian	2,56—2,64
Gresie de Tarcău	eocen mediu	2,52—2,62
Strate de Doamna	eocen inferior (facies marginal)	2,58—2,65
Strate de Bisericani	eocen superior (facies marginal)	2,45—2,55
Gresie de Kliwa	oligocen superior	2,40—2,45

Unitatea pericarpatică se desfășoară cu lățime variabilă în fața celei externe și celei medio-marginale, fiind alcătuită din puține depozite paleogene și o mare întindere de depozite miocene.

Miocenul este constituit dintr-o serie argilo-gresoasă cu o grosime de peste 3 000 m, în care se intercalează depozite conglomeratice și depozite de evaporite (gips, sare gemă și săruri de potasiu).

În seria miocenă, au fost separate următoarele orizonturi litologice:

Formațiunea saliferă inferioară (*acvitanian*) este reprezentată prin argile și marne cenușii, cu intercalații de gresii cuarțoase și lentile de gipsuri, iar în foraje au fost întîlnite săruri de sodiu și potasiu. Se dezvoltă în vecinătatea limitei fliș-miocen, sub forma unei fîșii aproape continue, cu lățimea de 1—5 km. În această formațiune sînt cuprinse zăcămintele de săruri de potasiu de la Gălean și Tazlău.

Orizontul conglomeratic (*burdigalian*) se caracterizează prin dezvoltarea masivă a conglomeratelor. Elementele acestora sînt aproape în totalitate șisturile verzi de tip dobrogean.

Orizontul roşu (*helveţian inferior*) este constituit dintr-o succesiune greso-marnoasă cenuşie-roşcată, care poate atinge 800 m grosime.

Orizontul cenuşiu (*helveţian superior*) este constituit din gresii şi marne cu intercalaţii de gipsuri.

Orizontul marnos-gresos (*tortonian inferior*) este alcătuit din marne şi nisipuri, cuprinzînd un nivel caracteristic de tuf.

Prezenţa tortonianului în facies lagunar este posibilă (probabil zăcămîntul de sare de la Cacica).

De fapt, orizontalitatea miocenului este numai aproximativă din lipsa unor argumente paleontologice care să o ateste; noi am utilizat denumirile diverselor etaje ale miocenului numai pentru uşurinţa expunerii şi pentru a preciza anumite orizonturi caracteristice.

Delimitarea unităţii pericarpatice este dată în linia externă şi linia medio-marginală la vest şi de linia pericarpatică la est, linie care ar reprezenta o continuare a liniei Stebnic.

În tabelul nr. 2, se redă densitatea formaţiunilor miocene determinată tot prin metoda directă.

Tabelul nr. 2

Densitatea principalelor roci din regiunea cercetată

Roca	Vîrsta probabilă	Limite de variaţie a densităţii g/cm³
Marne	acvitanian	2,40—2,50
Sare gemă	acvitanian	2,11—2,16
Săruri de potasiu	acvitanian	2,10—2,13
Conglomerate	burdigalian	2,58—2,62
Gresii marnoase	helveţian inferior	2,42—2,54
Marne	helveţian superior	2,40

Din acest tabel rezultă că pentru interpretare se poate estima contrastul sare-miocen la valoarea 0,4 g/cm³.

RELAŢII METODOLOGICE

Metodica şi tehnica lucrărilor de cartare gravimetrică au fost cele standardizate pentru astfel de lucrări.

Dispozitivul de măsurare a fost realizat pe baza unei reţele de profile, care pentru lucrările de detaliu a condus la o densitate medie de acoperire de 10 staţii/km².

Staţiile au fost amplasate în teren la echidistanţa de 150 m, iar distanţa maximă între profile a variat între 500 şi 1 000 m, urmărindu-se — în măsura posibilităţilor oferite de morfologia regiunii — realizarea unei reţele uniforme.

Pentru determinarea valorilor de gravitate măsurată a fost folosit un gravimetru de tip Nörgaard cu instalaţie termostatică, pentru menţinerea constantă a temperaturii interioare. Valorile brute, corectate pentru variaţia driftului instrumental, au fost determinate pe cicluri de măsu-

rare și controlate în circuite poligonale închise. Au fost considerate recepționabile numai stațiile care la repetare, de preferință într-o zi diferită de a primei măsurători, au dovedit o eroare de $\pm$ 0,20 mgal și dacă făceau parte din poligoane închise cu o eroare maximă de $\pm$ 0,25 mgal. A fost asigurată în acest mod o rețea de gravitate măsurată care să permită o interpretare sigură pentru anomaliile de 1 mgal.

Pe baza valorilor de gravitate măsurate și compensate a fost calculată anomalia cîmpului gravității în reducerea Bouguer, prin aplicarea reducerilor geofizice cunoscute.

— Reducerea de elevație, conținînd termenii Faye și Bouguer, a fost calculată pentru fiecare punct de măsurare, folosind valoarea normală a gradientului vertical (0,3086 mgal/m) și cotele stațiilor, determinate prin nivelment geometric cu precizia de $\pm$ 0,20 m. Ca suprafață de reducere a măsurătorilor a fost utilizată prelungirea suprafeței în repaus a Mării Negre.

— Reducerea de cîmp normal a fost determinată pe baza formulei internaționale propuse de C a s s i n i s, stabilită pe elipsoidul internațional de referință.

— Reducerile de relief topografic au fost determinate prin metoda Schleusener, pînă la distanța de 20 km față de punctele de măsurare. Efectul zonelor de la 0 pînă la 100 m a fost determinat pe bază de nivelment radial pe teren, de la 100 pînă la 5 000 m, pe baza hărților topografice la scara 1 : 20 000, și de la 5 000 pînă la 20 000 m, pe baza hărților topografice la scara 1 : 100 000.

Valorile anomaliei cîmpului gravității în reducerea Bouguer au fost determinate folosind o densitate medie a stratului intermediar de 2,20 g/cm^3, stabilită prin metodele indirecte preconizate de J u n g și N e t t l e t o n.

Interpretarea geologică a datelor cartării gravimetrice s-a făcut luînd ca bază imaginea anomaliei cîmpului gravității în reducerea Bouguer.

Deoarece structura geologică este complicată, intervenind un mare număr de elemente geologice care produceau efecte cumulate în anomalia gravimetrică cartată, au fost folosite metode de separare a cîmpurilor gravitaționale. Dintre acestea, s-a folosit separarea directă a valorilor cîmpului gravității în reducerea Bouguer a anomaliei locale de anomalia regională, precum și stabilirea anomaliilor gradienților verticali de ordinele I și II. Folosirea acestor metode a condus la rezultate foarte bune, reușind o separare a anomaliilor și deci și a cauzelor anomale produse de elemente geologice de adîncime și de suprafață, precum și de elemente geologice structurale sau litologice.

EXEMPLIFICĂRI DE REZULTATE

Din punctul de vedere al condițiilor geologice și al perspectivelor de existență a zăcămintelor de săruri de sodiu și potasiu, în Carpații Orientali se disting trei zone deosebite. De aceea, în cele ce urmează, vom grupa rezultatele obținute conform acestei împărțiri.

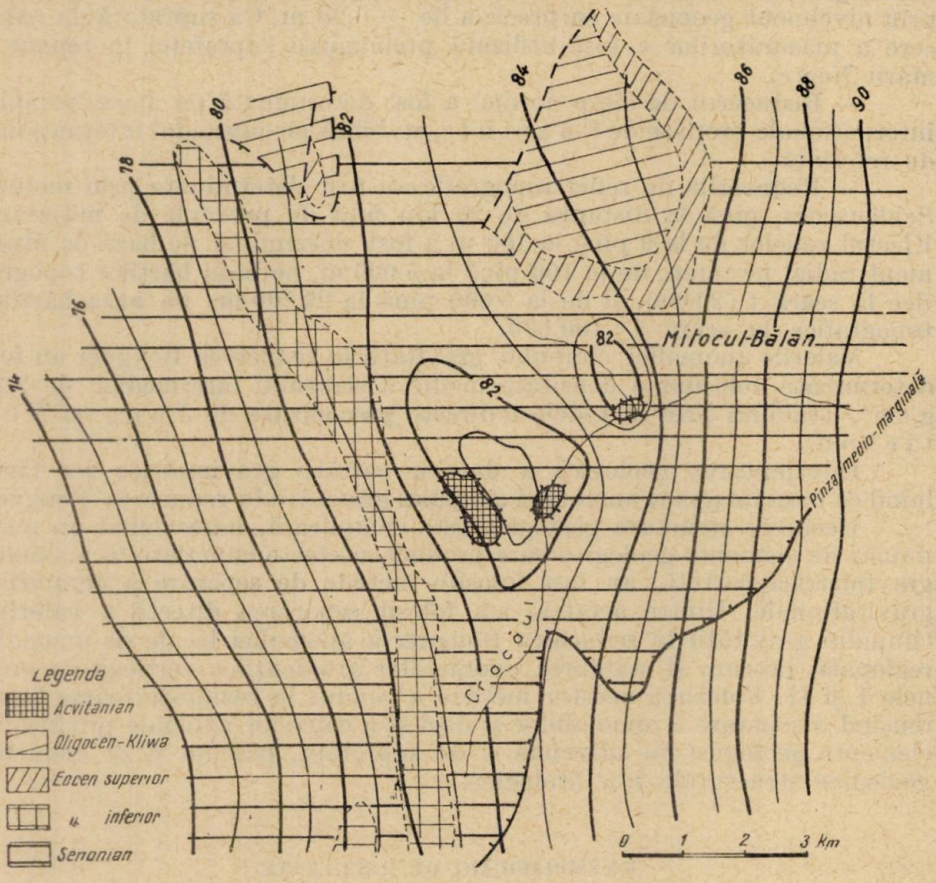
Zona I

Zona I se dezvoltă de la Tg.-Neamț pînă în valea Buzăului, fiind ascunsă de depozitele flișului.

Pe aria cu depozite de fliș la suprafață, nu s-au făcut deocamdată cercetări sistematice, deoarece depozitele miocene fiind mascate de pînzele flișului cu grosimi variabile, îngreunează prospecțiunile, pe de o parte, iar pe de altă parte, și posibilitățile existenței sărurilor de potasiu sînt limitate.

Într-o serie de foraje (Arșița, valea Oituzului, Stănești etc.) au fost totuși întîlnite săruri de potasiu.

În sectorul situat între valea Bistriței și valea Ozanei au fost obținute anomalii gravimetrice de minim cu intensitatea de 2—4 mgal, amplasate



Planșa I. — Anomalia cîmpului gravității în reducerea Bouguer din regiunea Mitocul-Bălan.

pe unitatea medio-marginală din valea superioară a Cracăului (8). În cîteva ferestre, de sub depozitele flișului de vîrstă senonian-eocenă, apare miocenul autohton cu dezvoltare restrînsă. Anomaliile geofizice obținute (pl. I)

prin forma și intensitatea lor au relevat structura ascunsă a miocenului autohton, precum și prezența probabilă a unor aglomerări de sare gemă și eventual și de săruri de potasiu, care ar putea prezenta interes economic.

Deoarece ferestrele tectonice ce apar în interiorul pînzei medio-marginale marchează o ridicare a fundamentului, sugerînd că solzul paleogen care aflorează spre sud în semifereastra Bistrița ar forma bolți ce ar putea constitui capcane pentru eventuale zăcăminte de hidrocarburi, s-au executat — de către Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei — o serie de foraje. Acestea au pus în evidență prezența depozitelor halogene pe o grosime de circa 300 m, atestînd interpretarea dată anterior de autor (8).

Corelînd profilul geologic (5) cu anomalia locală, a gravității, se remarcă o neconcordanță, și anume celor două zone de ridicare ale autohtonului le corespunde o singură anomalie de minim (pl. II). Considerăm că aceste două zone reprezintă o singură ridicare a autohtonului, pînza medio-marginală (5) avînd o grosime foarte redusă.

Zona II

Zona II, situată în vecinătatea limitei de suprafață a flișului cu unitatea pericarpatică, prezintă o deosebită importanță din punctul de vedere al acumulărilor de săruri de sodiu și potasiu.

În această zonă se situează zăcămintele de la Gălean (Tg.-Ocna) și Tazlău, precum și o serie de indicații promițătoare de-a lungul unei fîșii cu lățime variabilă de 1—5 km, care urmărește marginea flișului pe întinderi considerabile.

a. *Sectorul Gălean* (*Tg.-Ocna*). Cercetările gravimetrice executate în sectorul Gălean de Șt. Airinei[1]) și S. Dumitru[2]) au pus în evidență o zonă de deficit de gravitate cu intensitatea relativă de circa 3 mgal, care modifică local alura cîmpului gravității, condiționată de prezența unui masiv de sare în apropierea suprafeței.

Lucrările de explorare, executate de Departamentul Chimiei, au conturat o lentilă de săruri de potasiu, flancată de depozitele orizontului cenușiu al miocenului (helvețian).

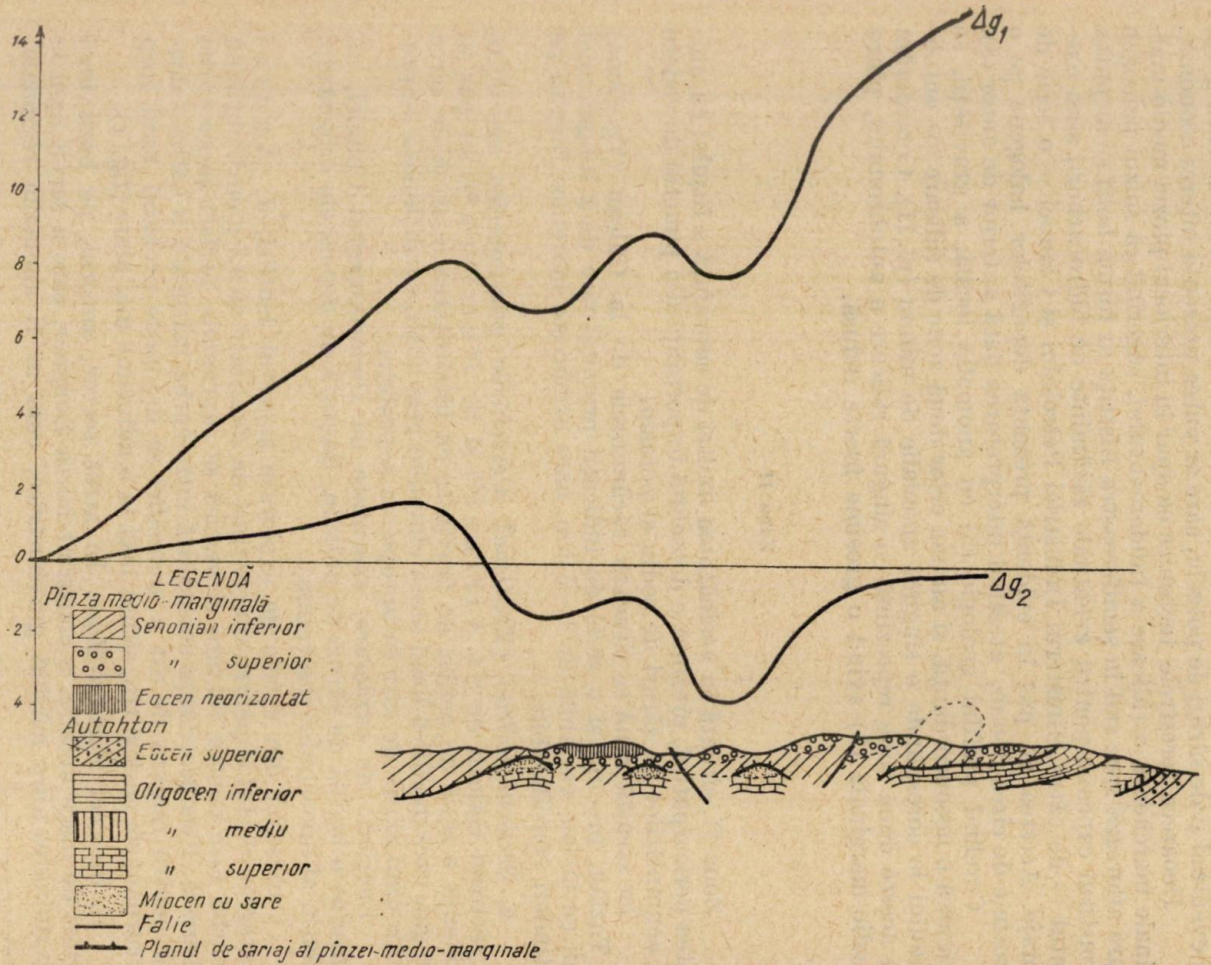
Cunoscînd din datele de explorare aspectul lentilei, J. Andrei a integrat efectul ei pentru un contrast de densitate de 0,4 g/cm^3, obținînd o curbă care pentru ramura ei vestică se suprapune perfect peste curba măsurată. Neconcordanța constatată între curba măsurată și curba calculată pentru ramura de est a anomaliei se datorește probabil unui corp perturbant de același tip, situat însă la o adîncime mai mare (fig. 1).

b. *Sectorul Tazlăul-Mare*. În acest sector, autorul, pe baza unei cartări de mare detaliu, a construit harta Bouguer, care a servit apoi la determinarea altor mărimi gravimetrice, cum ar fi anomalia regională,

---

[1]) Șt. Airinei, *Raport asupra prospecțiunii gravimetrice în rețea de recunoaștere și de detaliu pentru sare în reg. Tg.-Ocna E și NE Gălean*, Arh. Com. geol., 1952.

[2]) S. Dumitru, *Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice în reg. Tg.-Ocna — Bacău*, Arh. Com. Geol., 1951.



Planșa II. — Profil gravimetric în zona ferestrelor tectonice din valea Cracăului. Δg_1, Anomalia Bouguer calculată cu densitatea $\sigma = 2{,}40$ g/cm³; Δg_2, anomalia locală a gravității.

anomalia locală, gradientul vertical de ordinul I și gradientul vertical de ordinul II al gravității (pl. III, IV, V și VI).

Interpretarea combinată a acestor imagini a diverselor mărimi gravimetrice, folosind totodată date satisfăcătoare cu privire la densitățile rocilor care constituie diversele formațiuni geologice prezente și o cartare geologică detaliată, a permis separarea următoarelor surse de anomalii, care apoi au fost interpretate geologic:

1. Existența unui fundament adînc, constituit din roci dense, care se scufundă, progresiv de la est către vest.

2. Existența unui contact de front cu caracter de slabă încălecare între zona flișului și zona miocenă adiacentă la est de aceasta.

Anomaliile produse de aceste două elemente geologice au fost separate împreună în imaginea anomaliei regionale.

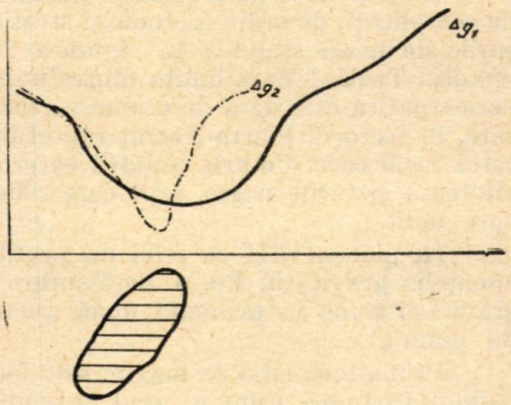


Fig. 1. — Profil gravimetric în sectorul Gălean (Tg.-Ocna). Δg_1, Anomalia măsurată; Δg_2, anomalia calculată.

3. Elemente tectonice în depozitele de fliș la suprafață (anticlinale eocene și sinclinale oligocene) sau în depozitele de fliș acoperite de formațiunile de suprafață (anticlinale și sinclinale paleogene, falii etc.).

4. Contraste de densitate, respectiv de masă, între diverse etaje geologice care sînt puse respectiv în prezență și care participă la anomaliile produse de structurile existente, însă produc și anomalii cu cauză litologică, cum ar fi:

oligocen < eocen
oligocen > acvitanian
acvitanian < burdigalian
burdigalian > helvețian

5. Contrastul de masă creat între sare și sedimentele terigene.

Ultimele trei surse de anomalii au putut fi separate prin studiul combinat al anomaliei locale și al anomaliilor gradienților verticali de ordinele I și II. Rezultatele cele mai concludente au fost furnizate de harta anomaliei locale, a cărei construire se impune pentru orice prospecțiune gravimetrică de detaliu executată pe aria unității pericarpatice.

În lumina acestor raporturi, hărțile anexate pot fi interpretate cu ușurință în termeni geologici. Pentru a facilita urmărirea rezultatelor, pe harta anomaliei locale s-a suprapus harta geologică a regiunii, întocmită de O. și E. Mirăuță.

Din punctul de vedere care interesează, prezintă o deosebită importanță linia minimală I-I', situată în vecinătatea limitei fliș-miocen. De-a lungul acestei linii, se situează o serie de minime localizate, care corespund

fără îndoială unor acumulări de sare. Lucrările de explorare efectuate pe baza rezultatelor furnizate de cercetările gravimetrice în sectoarele Tazlăul-Mare (pl. VII) și Borlești au pus în evidență o serie de acumulări de săruri de sodiu și potasiu la adîncimi care variază între 20 și 100 m, atestînd veridicitatea interpretării și posibilitățile economice ale regiunii (9).

c. *Sectorul Piatra-Neamț.* Sectorul Piatra-Neamț prezintă o serie de complicații de ordin tectonic și stratigrafic, care modifică parțial raporturile de masă stabilite în regiunea Tazlăul-Mare. Într adevăr, dacă în sectorul Tazlăul-Mare limita dintre unitatea externă a flișului și unitatea pericarpatică este dată de o falie verticală sau de o falie cu ușoară încălecare, în sectorul Piatra-Neamț raporturile între cele două unități sînt de certă încălecare. Pe aria unității externe, în axul anticlinalului Doamna, aflorează șisturile negre, fapt care reliefează o ridicare axială a regiunii spre nord.

În planșa VIII se redă un profil geologic schematizat, corelat cu anomalia gravității. Pe o desfășurare de numai cîțiva km, anomalia gravității pune în evidență două anomalii de maxim și două anomalii de minim.

Prima anomalie de maxim este localizată pe amplasamentul anticlinalului Doamna. Cum în axul anticlinalului Doamna aflorează șisturile negre, trebuie să admitem — pentru a putea explica anomalia gravității — că sîmburele acestei cute este constituit din depozite cu densitate mai mare. Acest maxim este flancat spre est de o zonă de deficit de gravitate, care se situează tot pe aria unității externe. Dacă ținem seama de prospecțiunile geologice de suprafață, precum și de datele furnizate de cîteva sonde adînci, rezultă că depozitele oligocene cu densitate diminuată, care constituie umplutura unui sinclinal deversat spre est, condiționează existența anomaliei de minim.

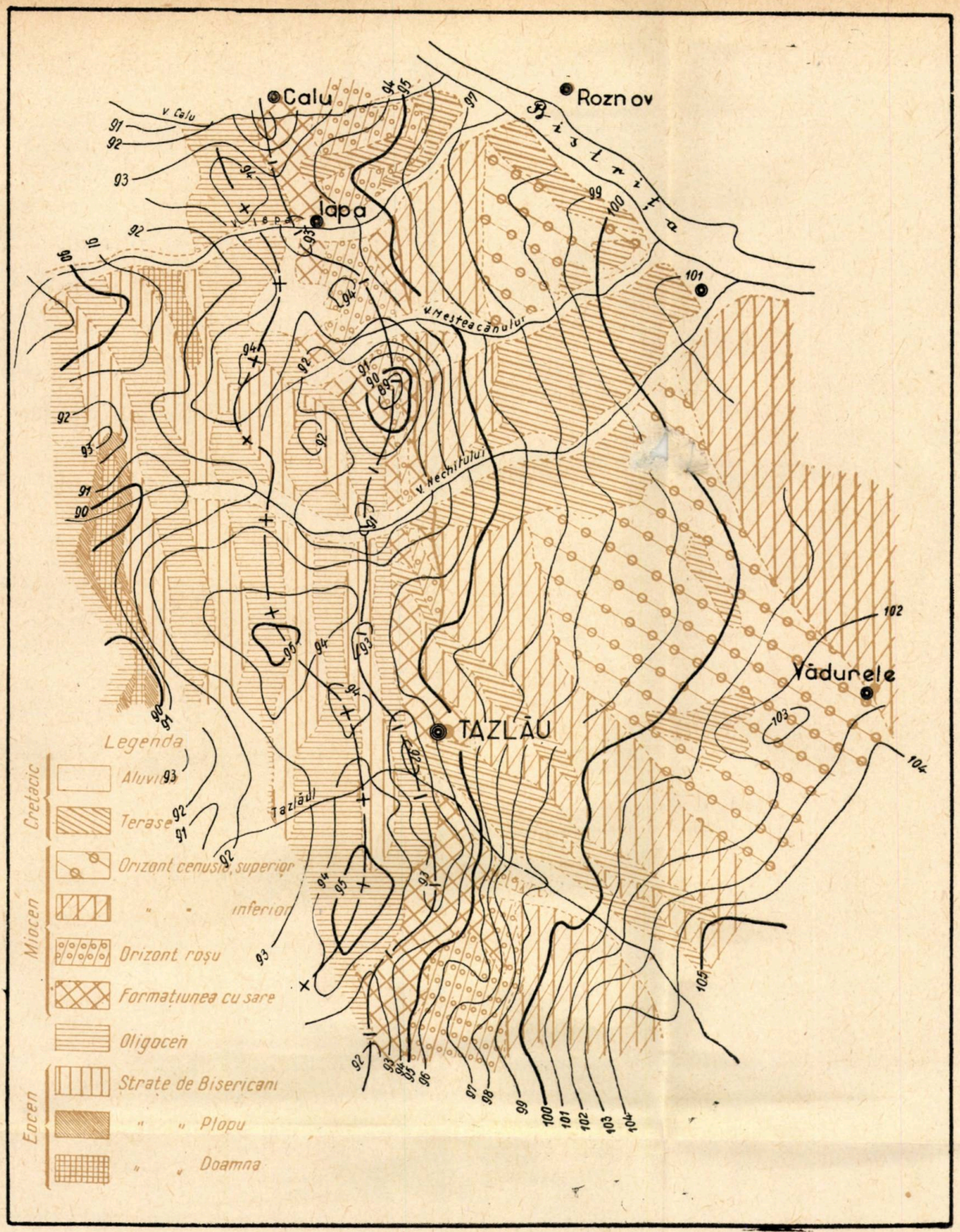
La Piatra-Neamț a fost cartat un maxim pe un anticlinal cu paleogen în ax, flancat spre est de o zonă minimală, care corespunde unui sinclinal miocen.

Umplutura sinclinalului miocen este constituită din depozitele formațiunii salifere inferioare cu densitate diminuată. Carotajul electric și radioactiv executat într-unul din forajele de explorare din sectorul Piatra-Neamț, situat pe aria anomaliei de minim, a furnizat rezultate interesante pe un interval de circa 700 m, curbele înregistrate indicînd prezența sărurilor de sodiu și potasiu. În aceste condiții sectorul Piatra-Neamț pare a fi de perspectivă, urmînd să se treacă la executarea forajului de prospecțiune.

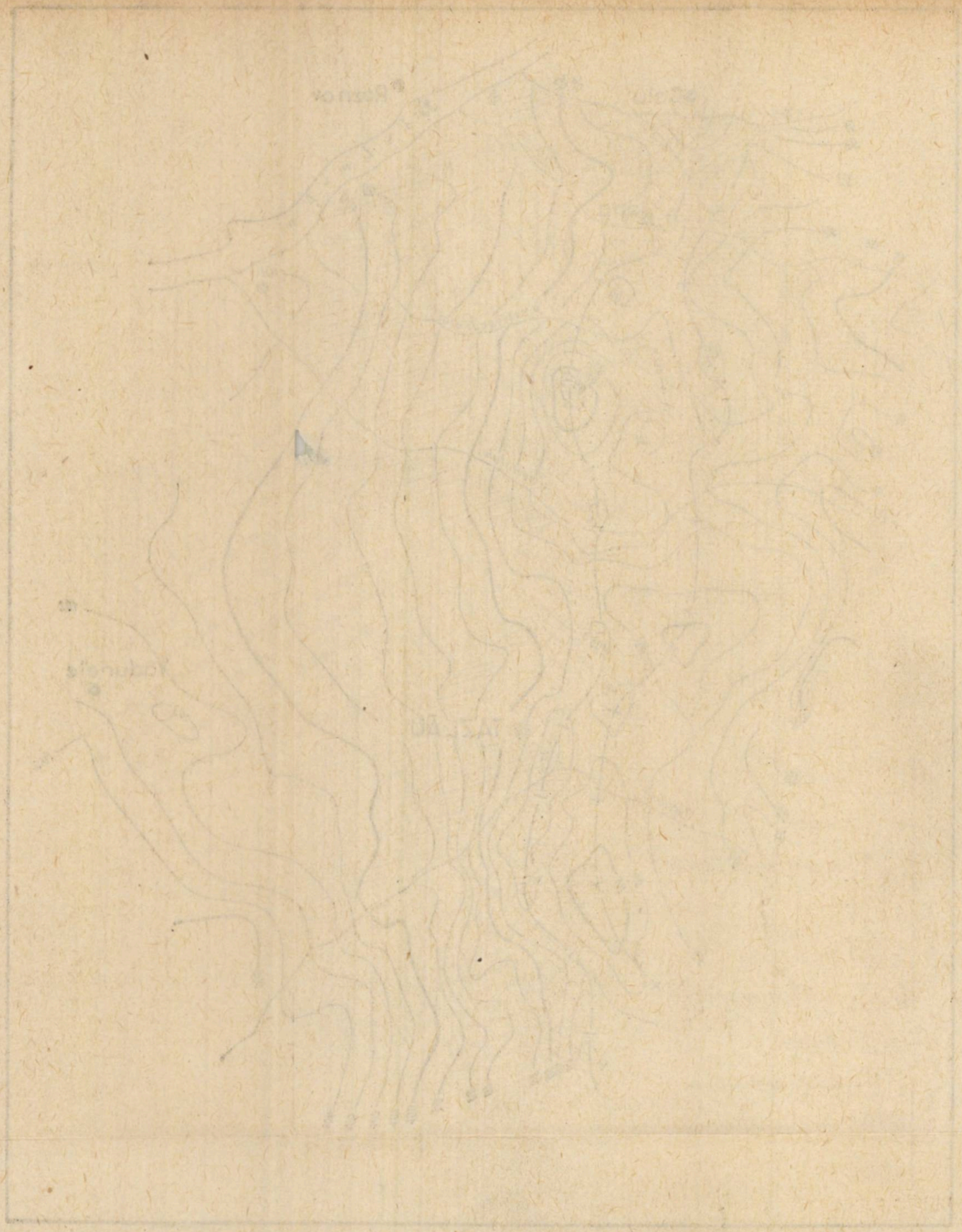
Zona III

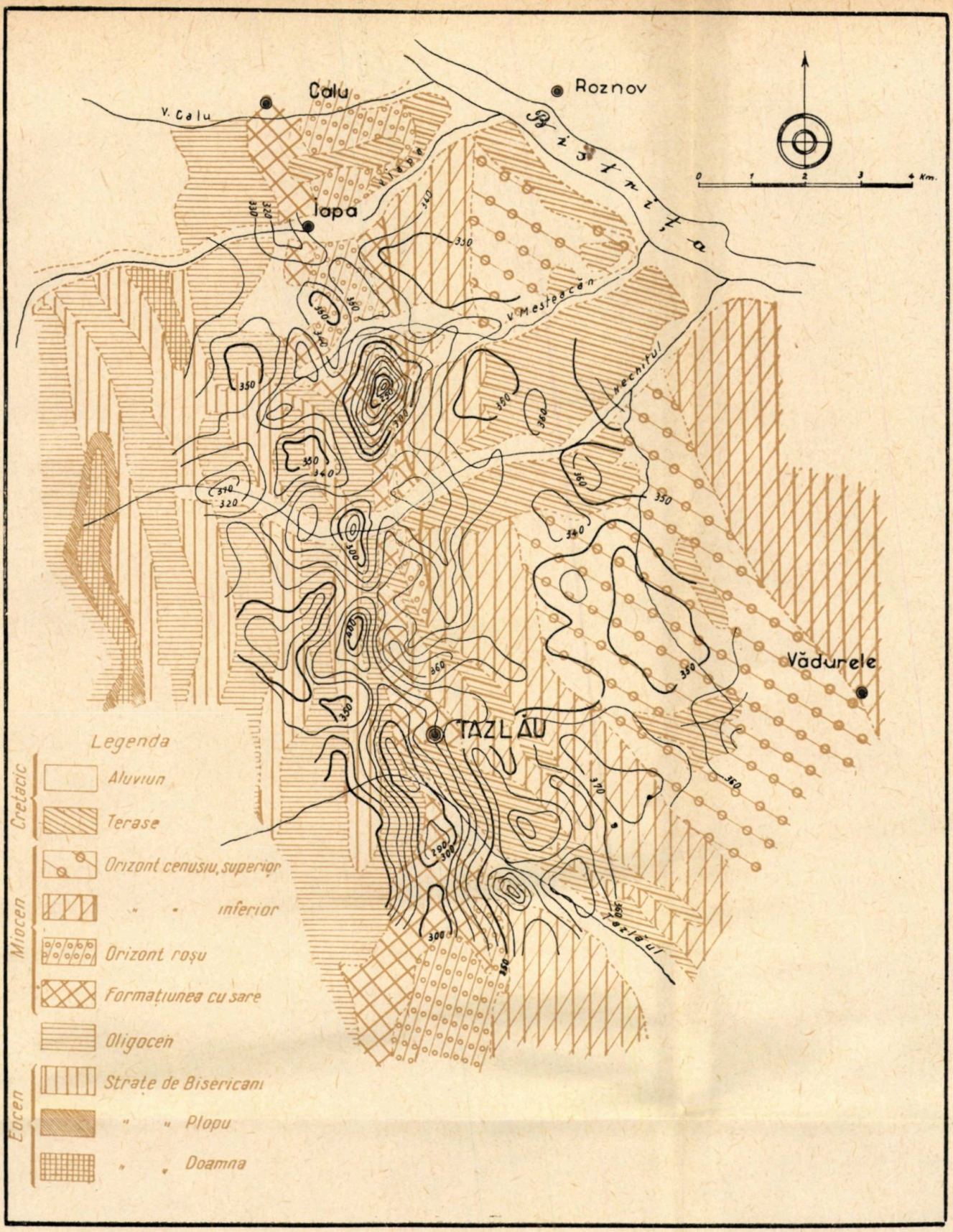
Zona III se situează la exteriorul zonelor descrise anterior. Limita ei estică nu poate fi precizată, deoarece depozitele cu sare sînt acoperite de depozitele mai tinere, care uneori pot atinge grosimi foarte mari.

Pe această zonă, depozitele halogene se găsesc de obicei la mari adîncimi și de aceea ea nu prezintă o importanță economică imediată.

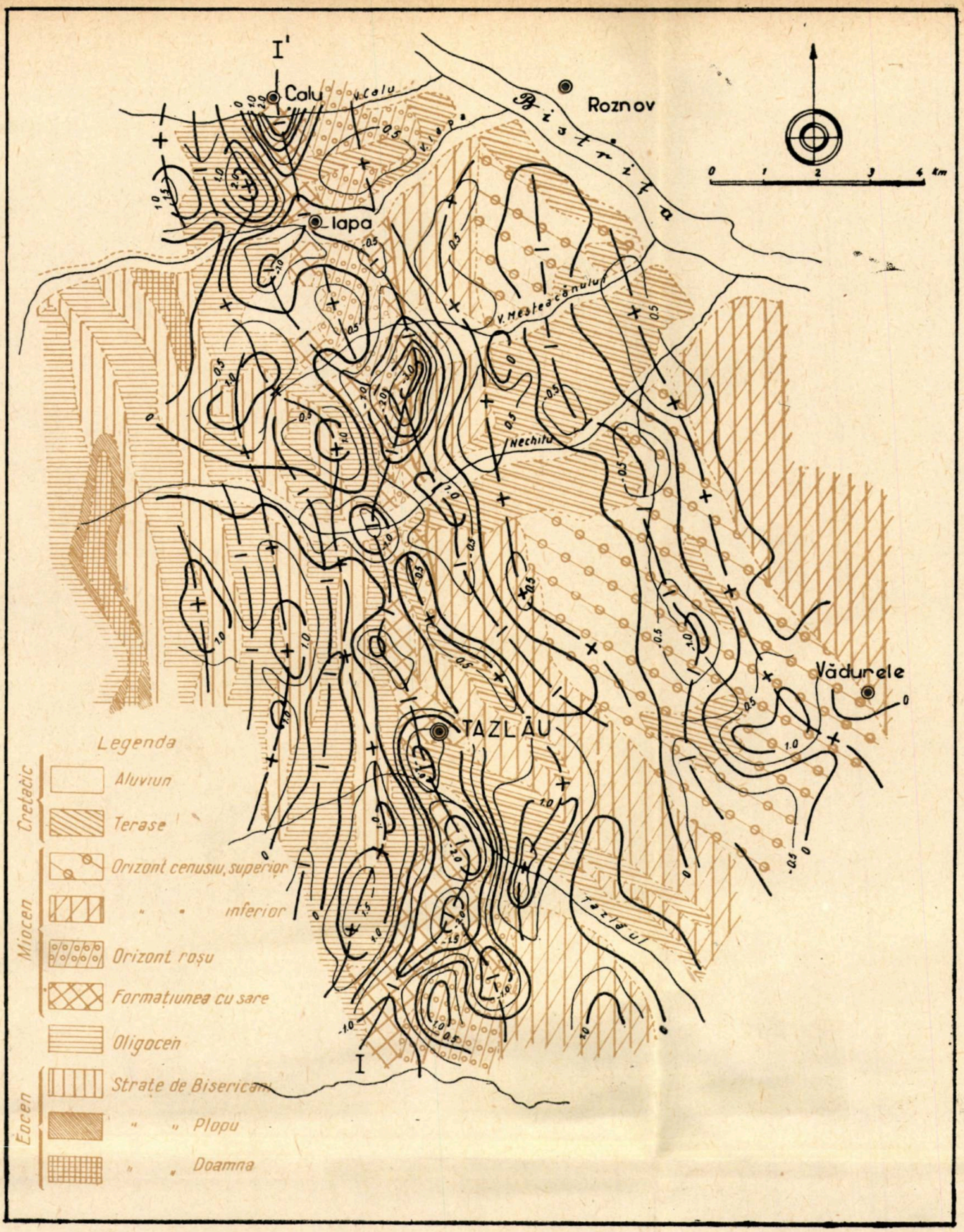


Planșa III. — Anomalia cîmpului gravității în reducerea Bouguer din regiunea Tazlăul-Mare ($\sigma = 2{,}20$ g/cm³).

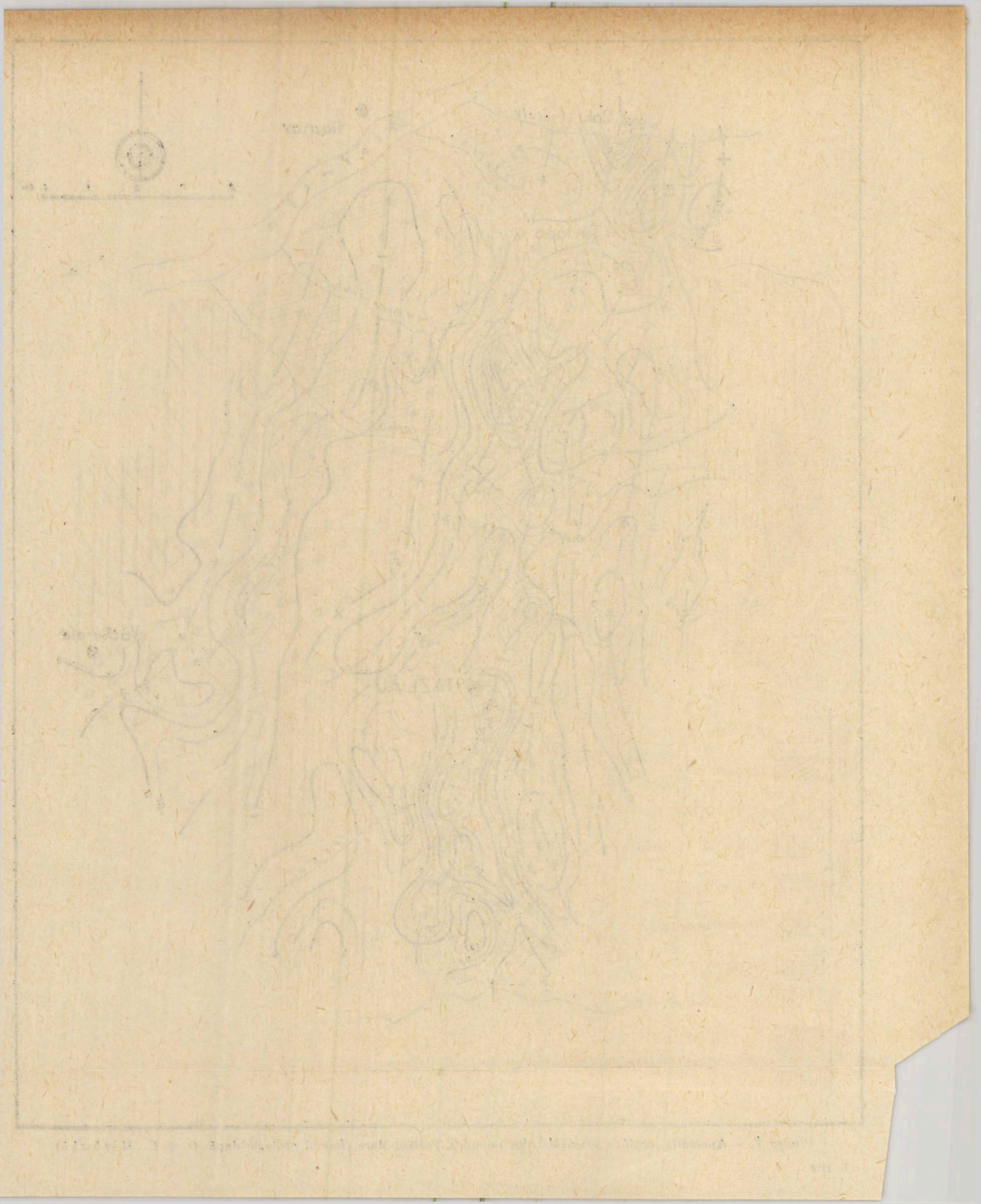


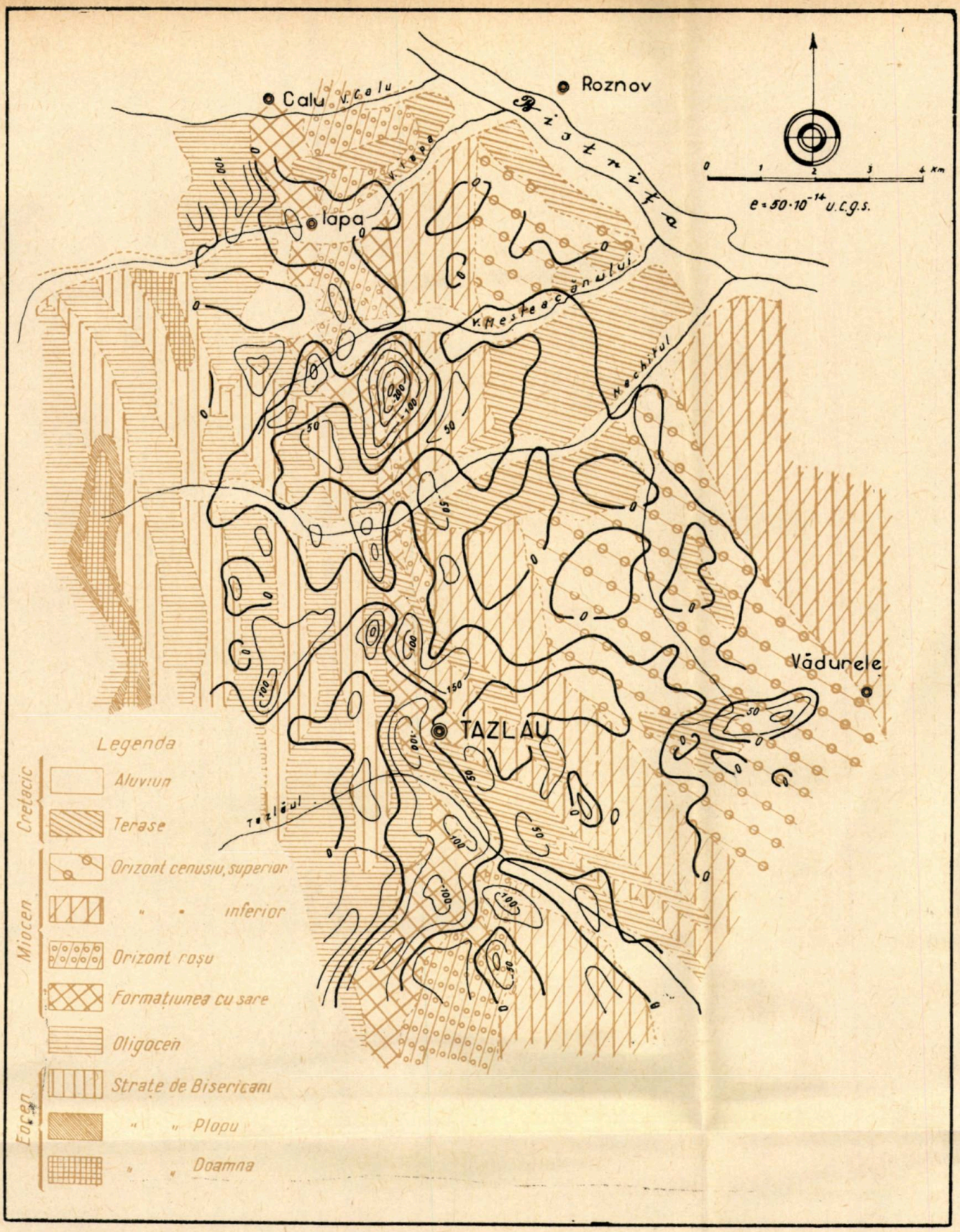


Planșa IV. — Anomalia gradientului vertical al gravității din regiunea Tazlăul-Mare.

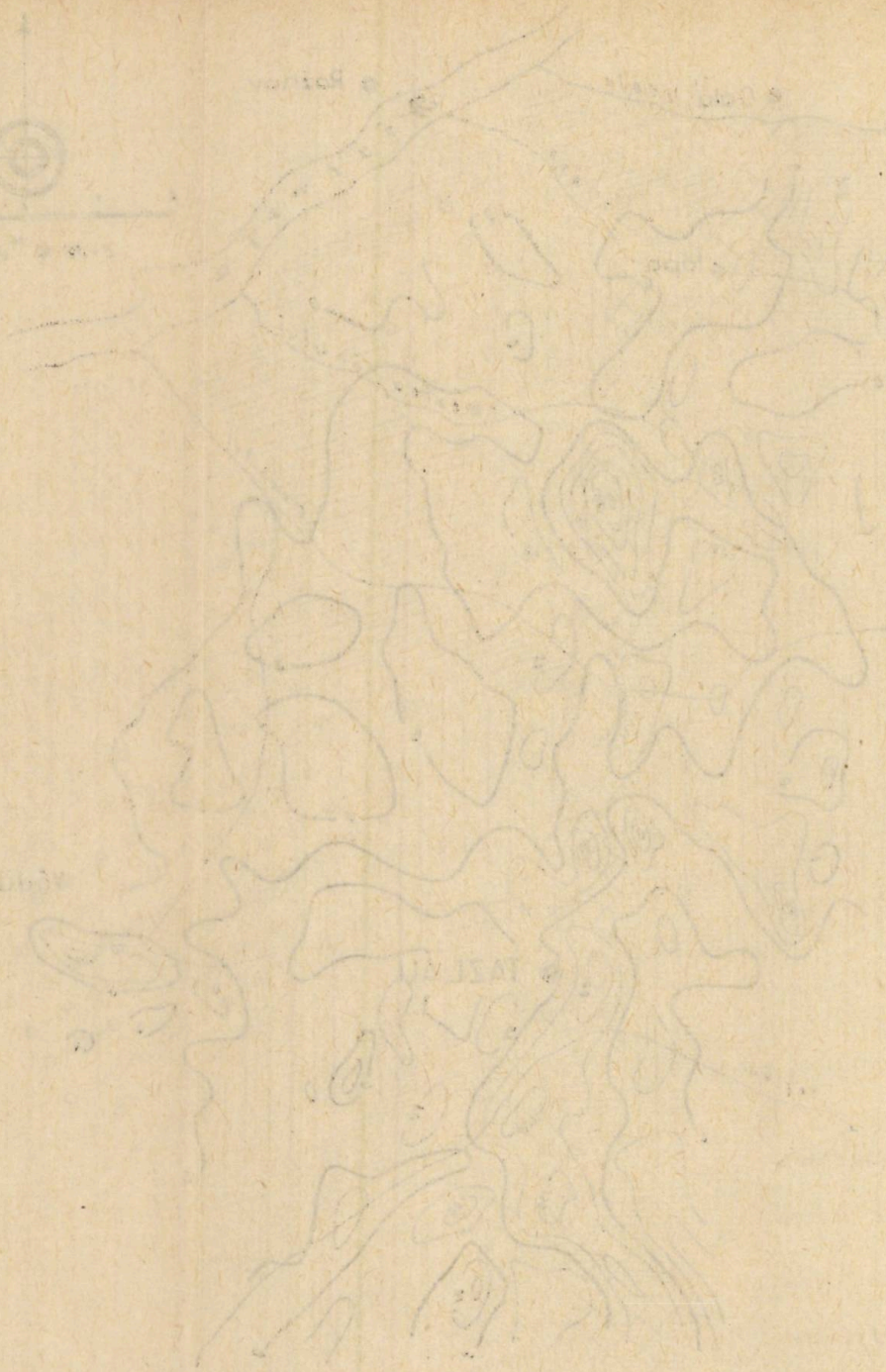


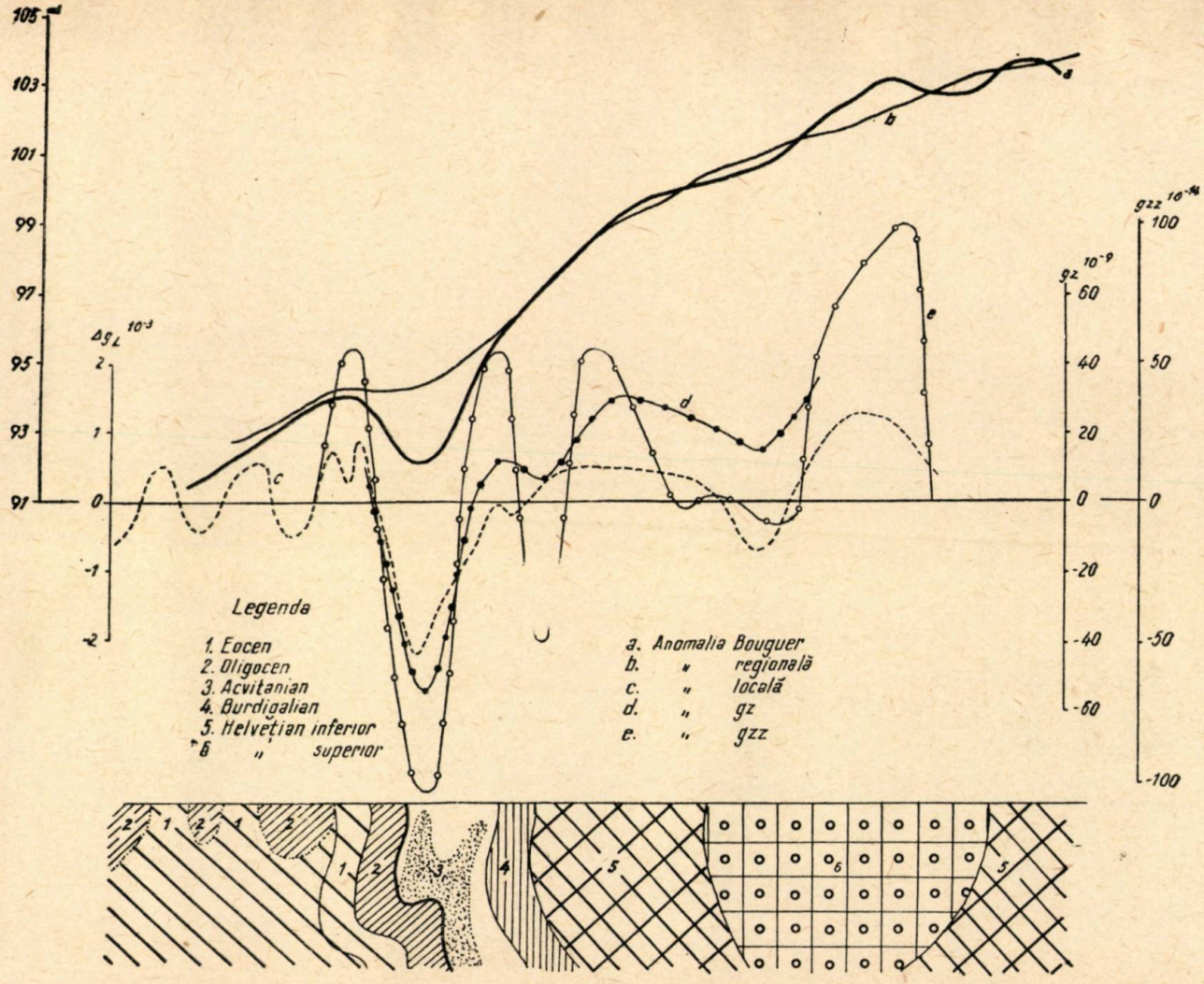
Planșa V. — Anomalia locală a gravității din regiunea Tazlăul-Mare (fondul geologic după O. și E. Mirăuță).



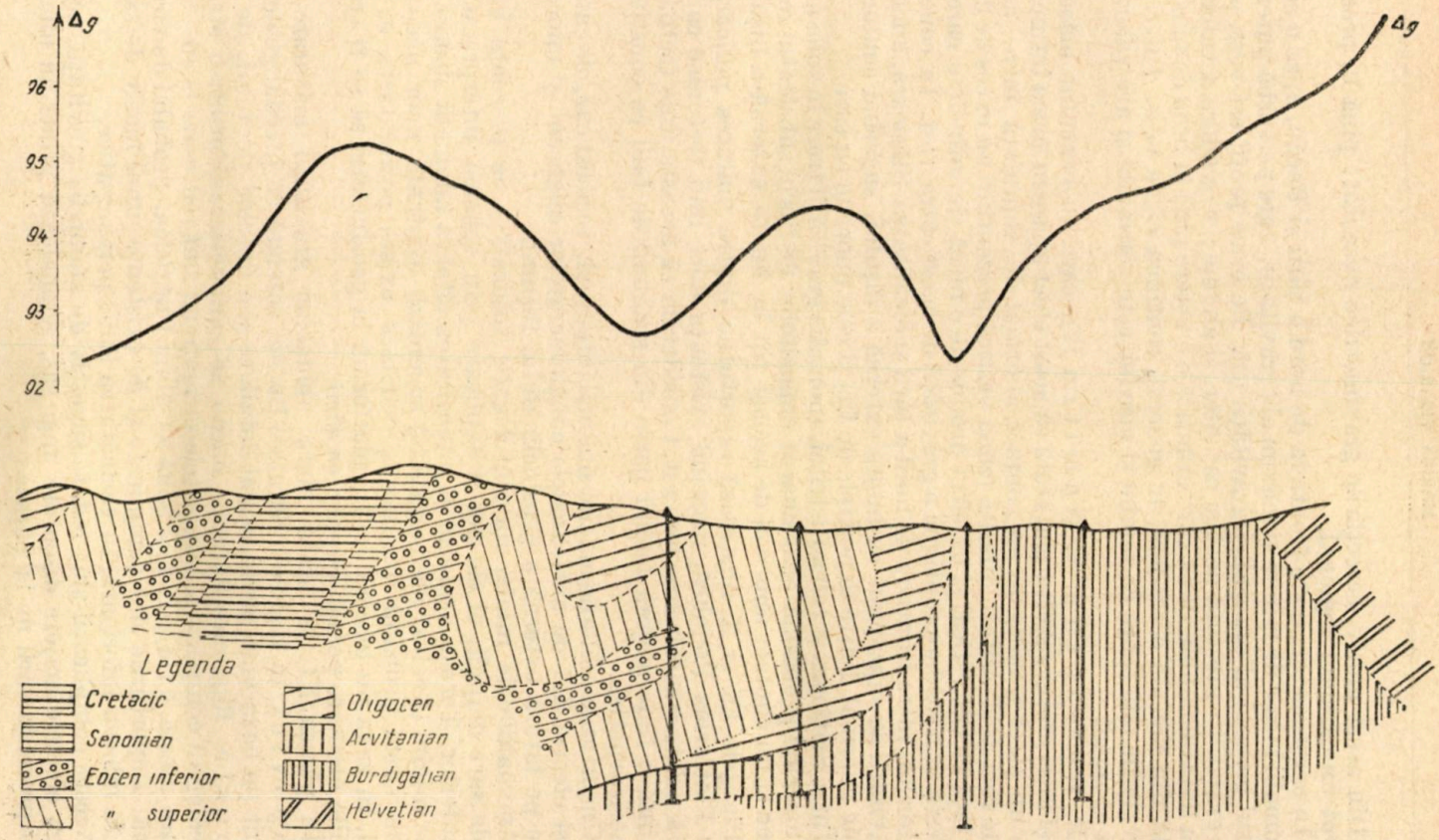


Planșa VI. — **Anomalia gradientului vertical de ordinul II, al gravității din regiunea Tazlăul-Mare.**





Planşa VII. — **Profil indicînd variaţia mărimilor gravimetrice în regiunea Tazlăul-Mare.**



Planșa VIII. — Profil indicînd anomalia cîmpului gravității în reducerea Bouguer din regiunea Piatra-Neamț.

Din acest motiv, cercetările gravimetrice executate pînă în prezent au avut un caracter regional.

În acest sector, între frontiera de nord a țării și Bacău, apar o serie de anomalii locale de minim și maxim ale gravității, care perturbă puternic aspectul general al anomaliei gravității (2). Pe orice profil est-vest, anomalia gravității prezintă același caracter, și anume : o scădere a valorilor pînă la linia de minim, după care urmează o creștere pînă la linia de maxim, urmată din nou de o scădere, în general continuă către vest. Diferența între valorile adiacente de minim și maxim este variabilă și are valori de la 5 la 11 mgal.

R. Botezatu și S. Dumitru (2), care au executat măsurătorile și interpretat rezultatele, arată că acest efect apare în urma însumării dintre un efect produs de un contact anormal de suprafață între două zone de roci de densitate diferită (zona vestică prezentînd un exces de densitate față de cea estică) și un efect produs de o masă de adîncime care se manifestă ca o scădere continuă a gravității de la est către vest. În concepția autorilor, între frontiera de nord a țării și localitatea Slătioara, anomalia gravității se suprapune cu limita externă a flișului, sugerînd contactul tectonic anormal dintre depozitele de fliș și cele miocene cu sare.

Între Slătioara și valea Bistriței, anomalia gravității trece în zona miocenă, marcînd probabila continuarea depozitelor de fliș în substratul zonei miocene și un contact anormal de același tip la limita externă a flișului.

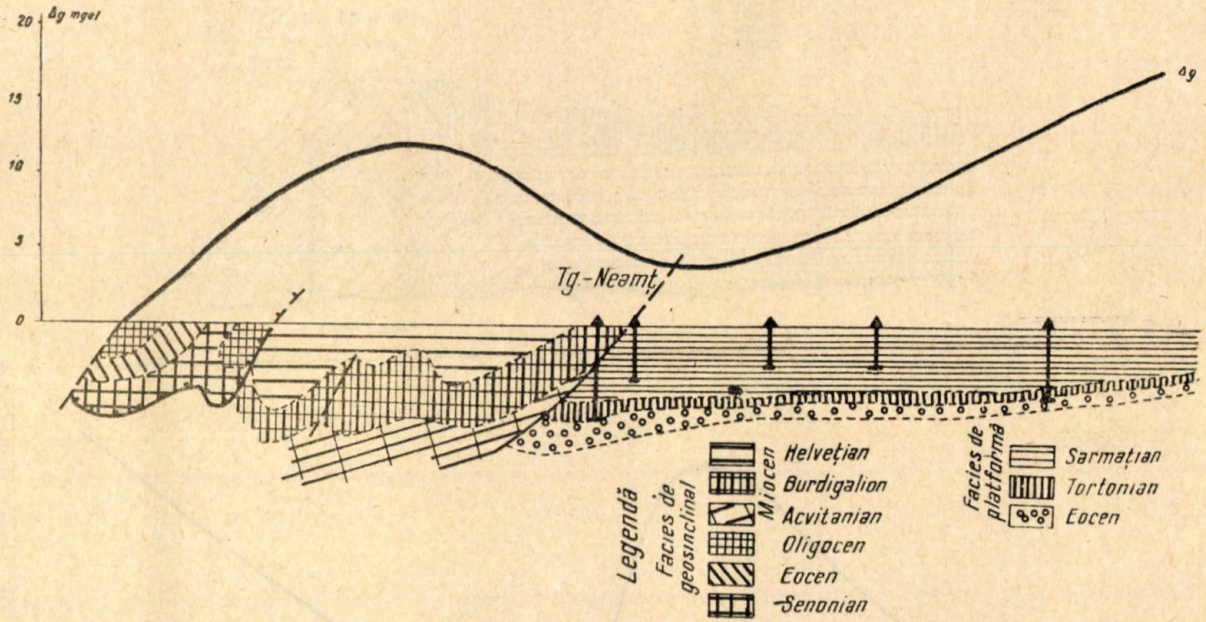
Planșele IX și X ilustrează raporturile dintre unitatea pericarpatică și Platforma Podolică, marcînd existența unei linii tectonice caracterizată printr-o încălecare spre est. Considerăm că această linie tectonică reprezintă o linie majoră făcînd parte din sistemul de falii ce constituie linia pericarpatică.

Uneori anomaliile de maxim sînt mai intense și, în acest caz, ele cumulează și efectul dat de anticlinalele conglomeratelor oligocene și miocene situate pe latura externă a geosinclinalului flișului.

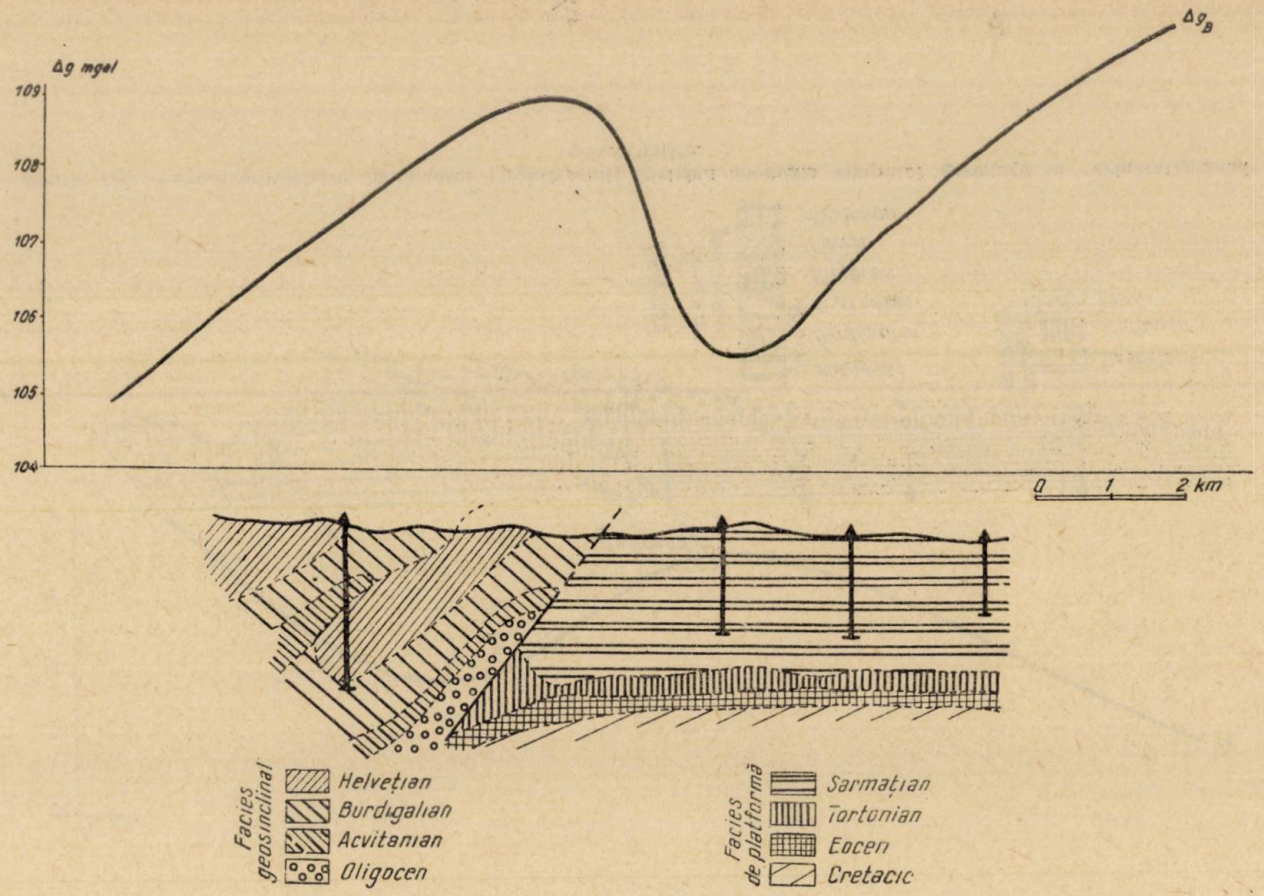
Anomaliile de minim nu sînt legate totdeauna de prezența unor mase de sare diapiră, ci ele pot fi explicate prin schema interpretativă dată anterior. Totuși, aspectul și intensitatea cîtorva anomalii situate pe linia de minim (Cacica, Slătioara etc.) sugerează existența unor mase de sare, de vîrstă probabil tortoniană, deoarece există posibilitatea ca pe alocuri, în zona de trecere de la platformă la geosinclinal să se fi creat condițiile necesare pentru depunerea sării.

În planșa XI se arată alura anomaliei gravității măsurate de D. Popovici în regiunea Sărata—Bacău, corelată cu profilul geologic întocmit pe baza unei prospecțiuni detaliate și a datelor de foraj, de L. Atanasiu. Regiunea Sărata—Bacău se caracterizează printr-o structură geologică complicată. Depozitele sarmațiene sînt redresate la 40—50°, fapt care atestă o ridicare mai nouă a Culmii Pietricica, probabil de vîrstă pliocenă. Raporturile sînt complicate și de existența unui masiv de sare, de vîrstă miocen inferioară, în vecinătatea liniei pericarpatice.

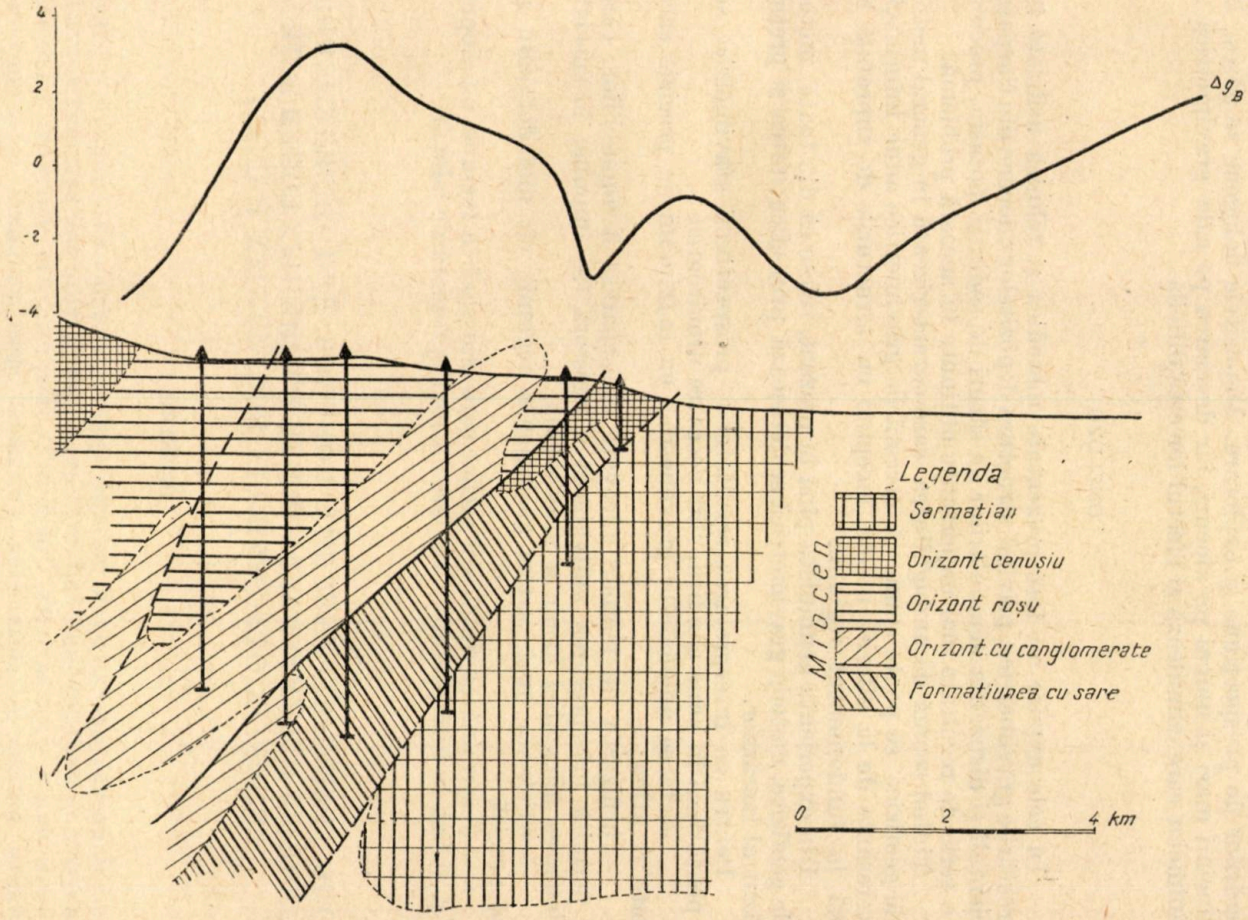
Aceste complicații sînt redate sugestiv de anomalia gravității, care, pe lîngă efectele majore discutate mai sus, semnalează printr-un minim local și prezența sării de la Sărata.



Planșa IX. — Profil gravimetric în sectorul Tîrgu-Neamț, ilustrînd anomalia cîmpului gravității în vecinătatea liniei pericarpatice.



Planșa X. — Profil indicînd anomalia gravității în sectorul Șerbești.



Planșa XI. — Profil gravimetric în regiunea Sărata (Bacău).

Din cele expuse, rezultă că zona III, cel puțin la stadiul actual al cercetărilor, nu prezintă o importanță deosebită pentru intensificarea lucrărilor de prospecțiune și explorare. Depozitele halogene se găsesc la adîncimi mari și numai pe alocuri, iar decelarea pe cale gravimetrică a minimelor care cumulează și efectul lor este dificilă.

CONCLUZII

În cele expuse au fost prezentate metodica și tehnica utilizate în cercetările gravimetrice, privind structura depozitelor miocene din Carpații Orientali și dispoziția acumulărilor de săruri de sodiu și potasiu, precum și o serie de rezultate mai importante obținute în această problemă.

Ținînd seamă de ambiguitatea care caracterizează în general metodele geofizice se poate spune că cercetările gravimetrice aduc informații interesante de la diferite nivele, începînd cu structurile de suprafață și pînă la fundamentul regiunii.

Din experiența acumulată pînă în prezent, reiese că din toate metodele geofizice, metoda gravimetrică se detașează prin eficacitatea și prețul scăzut al lucrărilor.

Pentru ca interpretarea rezultatelor prospecțiunii gravimetrice să se poată face în bune condiții, sînt necesare următoarele :

— cartarea anomaliilor gravimetrice cu maximum de precizie care poate fi atins ;

— utilizarea de metode adecvate de separare a anomaliilor, care să permită interpretarea individuală a acestora (se impune, în special, calcularea anomaliei locale a gravității) ;

— existența unei cartări geologice a regiunii, cît mai detaliată și mai precisă ;

— determinarea densității rocilor care aflorează în regiune, cu scopul de a utiliza în interpretare o valoare cît mai apropiată de adevăr.

РОЛЬ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР И ЗАЛЕЖЕЙ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ В НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

РЕЗЮМЕ

В статье приводятся данные гравиметрических поисков, проведенных для определения соляных структур и залежей калийных солей в неогеновых отложениях Восточных Карпат. На основании накопленного опыта доказывается большая эффективность и экономичность гравиметрического метода, сравнительно с другими геофизическими методами.

На основании геологических условий и перспективности в смысле наличия месторождений каменной соли и калийных солей на территории Восточных Карпат выделяются три зоны:

— Зона I — соответствующая площади поверхностного распространения флишевых отложений (дол. Валя Кракэулуй, Аршица, дол. Ойтуза и т.д.);

— Зона II — расположенная на границе распространения флиша и перикарпатской единицы (между насел. пунктами Гэман, Тазлэу, Борлешть, Кут, Пьятра Нямц и т.д.);

— Зона III — расположенная на восточной границе перикарпатской единицы и проходящая вдоль перикарпатской линии (Качика Сербешть и т.д.).

Для каждой зоны в отдельности приводятся для примера полученные результаты, подтверждающие эффективность гравиметрического метода.

Условие, обеспечивающее успешные результаты гравиметрических поисков, — это высокая точность замеров аномального поля силы тяжести.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Гравиметрический профиль участка Гэлян (Тыргу Окна). Δg_1 — практическая кривая; Δg_2 — теоретическая кривая.

Таблица I — Аномалия гравитационного поля с поправкой Буге в районе Митокул Бэлан.

Таблица II. — Гравиметрический профиль в зоне тектонических окон по долине Кракэулуй. Δg_1 — аномалия Буге для плотностей $\sigma = 2{,}4$ г/см³; Δg_2 — местная аномалия силы тяжести.

Таблица III. — Аномалия гравитационного поля с поправкой Буге, в районе Тазлэул Маре ($\sigma = 2{,}20$ г/см³).

Таблица IV. — Местная гравитационная аномалия в районе Тазлэул Маре (геологические данные — по О. и Е. Мирэуца).

Таблица V. — Аномалия вертикального градиента силы тяжести в районе Тазлэул Маре.

Таблица VI. — Аномалия вертикального градиента II-го порядка силы тяжести в районе Тазлэул Маре.

Таблица *VII.* — Профиль, дающий колебания гравиметрических значений в районе Тазлэул Маре.

Таблица VIII. — Профиль, подтверждающий наличие аномального гравитационного поля, с поправкой Буге, в районе Пьятра Нямц.

Таблица IX. — Гравиметрический профиль на участке Тыргу Нямц, отражающий аномальное гравиметрическое поле, расположенное вдоль перикарпатской линии.

Таблица *X.* — Профиль, подтверждающий наличие аномального поля силы тяжести на участке Шербешти.

Таблица XI. — Гравиметрический профиль в районе Сэрата (Бакэу).

CONTRIBUTION DE LA PROSPECTION GRAVIMÉTRIQUE À LA DÉTERMINATION DES STRUCTURES À SEL GEMME ET SELS DE POTASSIUM DES DÉPÔTS NÉOGÈNES DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

L'auteur présente la contribution de la prospection gravimétrique à la détermination des structures à sel gemme et sels de potassium se trouvant dans les dépôts néogènes des Carpates orientales. En raison de l'expérience accumulée à ce jour, l'auteur relève le fait que, parmi toutes les méthodes géophysiques, la méthode gravimétrique se distingue par son efficacité et son caractère économique.

Au point de vue des conditions géologiques et des possibilités d'existence de gisements de sel gemme et de sels de potassium, on a délimité, dans les Carpates orientales, trois zones différentes :

— Ire zone, située dans l'aire possédant des dépôts de Flysch en surface (vallée du Cracău, Arșița, vallée de l'Oituz, etc.).

— IIe zone, à proximité de la limite superficielle entre le Flysch et l'unité péricarpatique (Gălean, Tazlău, Borlești, Cut, Piatra-Neamț, etc.).

— IIIe zone, située à la limite orientale de l'unité péricarpatique, dans le voisinage de la ligne péricarpatique (Cacica, Șerbești, etc.).

L'auteur donne, pour chaque zone, une série d'exemples, fondés sur les résultats acquis, qui prouvent l'efficacité de la méthode pour résoudre des problèmes de ce genre.

Afin d'assurer le succès des prospections gravimétriques, les anomalies du champ de la pesanteur devront être levées avec un maximum de précision.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profil gravimétrique dans le secteur de Gălean (Tîrgu-Ocna). Δg_1, La courbe mesurée ; Δg_2, la courbe calculée.

Planche I. — Anomalie du champ de la pesanteur dans la région de Mitocul-Bălan, représentée dans la réduction de Bouguer.

Planche II. — Profil gravimétrique dans la zone des fenêtres tectoniques de la vallée du Cracău. Δg_1, anomalie de Bouguer calculée avec la densité $\sigma = 2{,}4$ g/cm^3 ; Δg_2, anomalie locale de la pesanteur.

Planche III. — Anomalie du champ de la pesanteur dans la région de Tazlăul-Mare, dans la réduction de Bouguer ($\sigma = 2{,}2$ g/cm^3).

Planche IV. — Anomalie locale de la pesanteur dans la région de Tazlăul-Mare (fond géologique d'après O. et E. Mirăuță).

Planche V. — Anomalie du gradient vertical de la pesanteur dans la région de Tazlăul-Mare.

Planche VI. — Anomalie du gradient vertical du IIe ordre de la pesanteur dans la région de Tazlăul-Mare.

Planche VII. — Profil indiquant les variations des grandeurs gravimétriques dans la région de Tazlăul-Mare.

Planche VIII. — Profil indiquant l'anomalie du champ de la pesanteur dans la région de Piatra-Neamț, dans la réduction de Bouguer.

Planche IX.— Profil gravimétrique dans le secteur de Tîrgu-Neamț, illustrant l'anomalie du champ de la pesanteur à proximité de la ligne péricarpatique.

Planche X. — Profil indiquant l'anomalie du champ de la pesanteur dans la région de Șerbești.

Planche XI. — Profil gravimétrique dans la région de Sărata (Bacău).

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I., *Geologia Carpaților Orientali*, Ed. științifică, București, 1958.
2. BOTEZATU R. și DUMITRU S., *Efectul gravimetric al limitei externe a Flișului în Moldova de nord*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, *2*.
3. GAVĂT I., *Notă asupra lucrării „Efectul gravimetric al limitei externe a Flișului în Moldova de nord"*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, 2.
4. JOJA T., *Cercetări geologice între valea Rîscei și valea Agapiei*, An. Com. geol., 1952, **XXIV**.
5. — *Structura geologică a Flișului dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru*, Dări de seamă, Com. geol., 1955, **XXXIX** (1951—1952).
6. KORENEVSKI S. M., GORKUN P. O., ROLLER V. A. și ȘLEIMOVICI E. R., *Perspectivele prezenței potasiului pe suprafețele din avanfosa precarpatică*, Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1960, *2*.
7. MURATOV V. M. și MASLAKOVA I. N., *Etapele principale ale istoriei geologice a Carpaților Orientali*, Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1953, *3*.
8. VISARION M., *Imagini geofizice din regiunea Carpaților Orientali de la est și vest de Masivul Ceahlău*, Stud. și cercet. geol., 1960, **V**, *4*.
9. — *Cercetări gravimetrice și magnetometrice pentru săruri de sodiu și potasiu, la limita unității externe a flișului cu unitatea pericarpatică din regiunea Tazlăul Mare*, Probl. de geofizică, 1960, *2*.

APLICAȚII ALE METODEI MICROMAGNETICE LA STUDIUL ROCILOR CRISTALINE DIN CARPAȚII MERIDIONALI

DE

FLORIAN IONESCU

Comunicare prezentată de SABBA ȘTEFĂNESCU, *membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 23 mai 1961*

1. Problema completării datelor geologice prin cunoașterea foarte detaliată a cîmpului magnetic terestru a făcut obiectul a puține cercetări în țara noastră .și ea a început să se dezvolte paralel cu întrebuințarea practică a microtectonicii.

Cercetările noastre au fost întreprinse (1958) în scopul de a cunoaște modul cum diversele elemente structurale ale rocilor cristaline se manifestă în aspectul cîmpului magnetic de la suprafața pămîntului. Pentru aceasta s-a ales o regiune binecunoscută geologic : versantul nordic al Carpaților Meridionali, în zona de maximă dezvoltare a pînzei getice, și anume în Munții Lotrului, Cibinului și Sebeșului.

Atît pentru măsurătorile de teren, cît și pentru prelucrarea rezultatelor, ne-am folosit de informațiile date de R. Lauterbach asupra metodei micromagnetice (2), (7).

2. Posibilitățile de cercetare structurală a rocilor cristaline, prin metoda măsurătorilor micromagnetice, sînt practic nelimitate.

Mineralele feromagnetice, care intră în constituția rocilor cristaline, determină proprietățile lor magnetice. Magnetitul fiind prezent în majoritatea cazurilor, pe drept cuvînt în interpretarea datelor magnetometriei se ține seama preponderent de prezența și repartiția acestui mineral.

Tehnica măsurătorilor de teren, propusă de R. Lauterbach, permite depistarea variațiilor de intensitate ale cîmpului magnetic terestru de ordinul a cîțiva gamma. Șisturile cristaline, datorită structurii lor care determină modul de repartiție al magnetitei, se caracterizează prin variații rapide ale cîmpului, perfect măsurabile cu aparatura de care dispunem la nivelul actual al tehnicii, chiar dacă sînt de minimă amploare. În acest

sens, monotonii nu am întîlnit decît pe arii atît de restrînse, încît nu poate fi vorba de o reducere a posibilităților metodei.

Atît conținutul de elemente active, cît și proprietățile lor magnetice variază între limite foarte largi și interpretarea datelor magnetometriei în zonele de răspîndire a rocilor cristaline nu se poate lipsi de informații geologice. Este motivul pentru care paralelizarea magnetică a diverselor serii cristaline nu se poate face decît local. Micromagnetismul, în schimb, interesîndu-se în cercetarea structurală doar de orientările preferențiale ale izodinamelor, nu întîmpină nici o dificultate din acest punct de vedere.

Reprezentarea de mare detaliu a cîmpului magnetic desenează caracterele structurale ale unității minime cercetate. Aceste caractere sînt o imagine a întregii structuri. Astfel, prin cercetarea micromagnetică se obține, în zonele cristaline, direcția generală de șistozitate a rocilor. Aceasta, în primul rînd, datorită faptului că efectele magnetice măsurate sînt rezultatul unei sume de efecte din planul măsurătorii și de pe verticala locului și, în al doilea rînd, pentru că rezultatele finale sînt recoltate printr-un studiu statistic al microanomaliilor. Elementele structurale cu caracter strict local apar, așa cum vom vedea în materialul grafic prezentat, doar ca influențe parazitare, fiind mai slab valorificate statistic.

Spre deosebire de microtectonică, micromagnetismul nu poate reprezenta decît vectori în plan. Din proiecția cîmpului magnetic la suprafața solului, deocamdată se pot obține doar direcțiile generale de șistozitate, principalele direcții ale fisurilor și uneori sensul căderii stratelor.

Evident, paralelizări ale acestor elemente se pot face pentru oricare serii ale cristalinului, în lipsa informațiilor geologiei de suprafață, indiferent de proprietățile lor și conținutul elementelor feromagnetice ce intră în constituția rocilor.

Metoda magnetică de cercetare structurală poate acționa cu succes în zonele acoperite cu sol, dar nu poate fi folosită în regiunile cu veniri ulterioare, sau acoperite de aluviuni ce conțin elemente feromagnetice.

3. Ca mod de lucru în teren, s-a adoptat cel descris de R. Lauterbach, măsurînd microrețele pătratice de 100 stații, cu echidistanța de 3 m. Aceasta ar fi echidistanța optimă pentru o reprezentare de amănunt a cîmpului magnetic în zonele cristaline. Se pare că, în stadiul actual al tehnicii de măsurătoare, o densitate mai mare de stații nu oferă informații suplimentare.

Observăm că, pretențiile metodei, în privința aparaturii, se reduc la sensibilitatea instrumentului de măsură ; ceilalți factori de eroare : influența de temperatură, mersul aparatului, corecția de variație diurnă etc., care în mod obișnuit afectează măsurătorile cîmpului magnetic, sînt eliminați prin metoda de lucru aplicată.

Prelucrarea datelor constă într-o statistică a orientării izodinamelor și reprezentarea procentuală a rezultatelor sub forma unei diagrame, pe care o vom numi „rozetă structurală".

Echidistanța punctelor de citire a orientării izodinamelor s-a ales ținînd seama de aspectul cîmpului și în general aceasta nu a depășit 1/3 din ochiul rețelei de măsurătoare. Uneori, rozeta a apărut confuză tocmai datorită acestei distanțe care nu fusese convenabil aleasă. În aceste cazuri

s-a micşorat succesiv echidistanţa, pentru ca reprezentarea să ofere maximum de detalii.

Pe rozeta structurală, caracterele unităţii cercetate apar la prima vedere. În figura 1, de exemplu, direcţiile generale de şistozitate ale cristalinului sînt date de ramura principală a rozetei (N 50^g V). Rozeta reprezintă prelucrarea statistică a observaţiilor de la Orlat (Dealul Cetăţii) unde seria şisturilor cristaline epizonale de Răşinari reapare la zi de sub sedimentarul cuvetei. Subordonat, dar surprinzător de clar, se pun în evidenţă atît direcţiile fisurilor de forfecare (E—V) cît şi cele de tensiune din planul a0c (NE—SV). Rezultate tot atît de concludente am obţinut la sud de Răşinari (fig. 3), unde situaţia geologică este analogă.

Odată determinate direcţiile principale ale cristalinului, printr-un profil transversal de măsurători magnetice ΔZ, se poate pune în evidenţă, în condiţii favorabile de magnetizare, sensul căderilor din acea regiune.

Dăm în figura 2 un asemenea profil executat în valea Sibişelului lîngă Sibiu. Profilul, direcţionat SV—NE, traversează ortogonal o parte a seriei cristaline de Răşinari, amplasat fiind după indicaţiile cercetărilor micromagnetice. Scăderea puternică a cîmpului magnetic pe direcţia NE este determinată de căderile generale ale întregii serii epizonale. Între km 1 şi 2 profilul magnetic confirmă prezenţa unui ax sinclinal, semnalat de M. C o d a r c e a (1958).

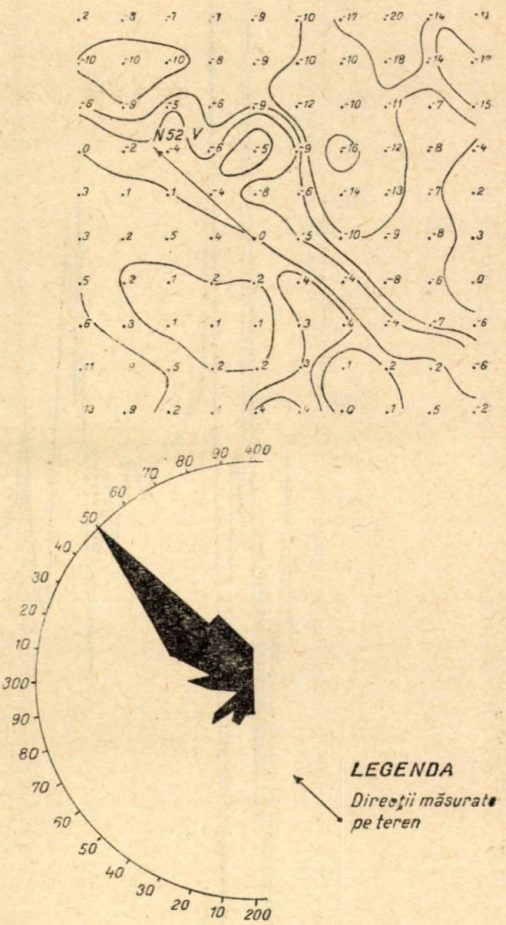


Fig. 1. — Harta micromagnetică şi rozeta structurală de la Orlat (D. Cetăţii).

Uneori, putem obţine aceleaşi rezultate fără a mai face măsurători suplimentare, din aspectul cîmpului reprezentat pe microreţea. În mod obişnuit însă, aceste date nu sînt suficiente.

Direcţia fisurilor din planul a0c (triedrul lui Sander) este marcată în rozetele structurale de o ramu ă decalată cu aproximativ 100^g faţă de cea a direcţiilor principale de şistozitate. Deşi foarte redusă ca dimensiuni, circa 1/5 din cea principală, această ramură apare suficient de clar. În

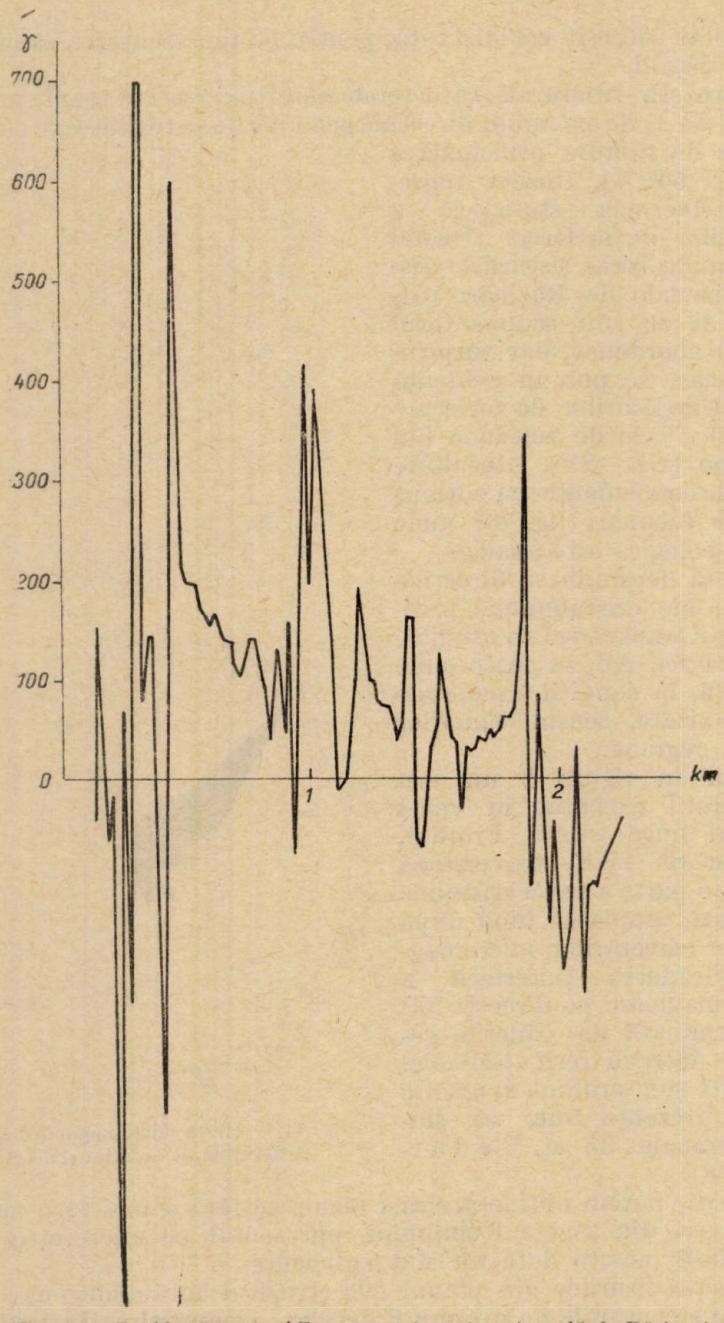


Fig. 2. — Profil magnetic ΔZ executat în seria epizonală de Rășinari; determină sensul căderii stratelor în regiune.

exemplul dat (fig. 1) este direcționată SV (250°). Azimutul axului de cută al structurii respective este așadar determinat.

Se văd de asemenea pe rozeta din figura 1 influențele parazitare de care am vorbit mai sus.

4. Caracterele structurale ale rocilor cristaline se reflectă în microimaginea cîmpului magnetic datorită neomogenităților de magnetizare. Corelînd rezultatele microtectonicii cu cele ale micromagnetismului din regiunile cristaline, R. Lauterbach explică orientarea preferențială a izodinamelor pe direcția planurilor de șistozitate, prin influența reliefului sub rafeței nealterate asupra imaginii cîmpului magnetic de la suprafața solului. Acest relief ia naștere datorită alterației care pătrunde mai activ pe direcțiile de foliație, găsind aici zone de minimă rezistență.

Pentru explicarea acestui fenomen, socotim necesar a ține seama de constituția rocilor care intră în discuție, precum și de structura lor.

Modul de formare a rocilor cristaline oferă condițiile necesare nașterii elementului feromagnetic, ca parte constitutivă a acestor roci. În timpul metamorfismului regional se nasc procese de formare a noilor minerale. Din cauza marilor presiuni și temperaturi existente are loc o regrupare completă a componenților, nemaiapărînd decît minerale cu volum redus și deci cu densitate mare. Compușii bogați în apă, formați în condiții exogene, se transformă în compuși anhidri. În ceea ce ne privește, limonitul trece în hematit sau magnetit, datorită tensiunilor interne ce au loc în timpul solicitărilor tectonice.

Mineralele care formează rocile ce iau naștere în procesul mișcării primesc totdeauna o orientare cu atît mai precisă cu cît forțele ce dau naștere mișcării sînt mai puternice și acționează un timp mai îndelungat pe aceeași direcție. Orientarea regulată poate lua naștere și în rocile deja cristalizate, sub influența mișcărilor ulterioare (orientare secundară), ca un rezultat al deformărilor plastice; fenomenul este binecunoscut în industria laminării metalelor (3). În procesul acesta de formare sau schimbare a rocii, se creează o structură plan-paralelă; este ceea ce Sander numește șistozitatea rocii.

O asemenea structură se reflectă în microimaginea cîmpului magnetic terestru mai ales din cauza modului de repartiție a elementelor feromagnetice în masa rocii, dar și datorită orientării cristalografice unitare a acestor elemente, anizotrope din punct de vedere magnetic.

Ne referim la mineralele magnetice care compun roca și nu la cele ce iau parte la umplerea cuiburilor și lentilelor. Acestea din urmă, arată N. A. Eliseev (3), nu poartă amprenta șistozității de cristalizare; sînt o generație ulterioară, post-tectonică. Mineralele născute în lipsa presiunii laterale sînt orientate haotic. Influența lor asupra cîmpului magnetic se valorifică statistic mai slab, apărînd cu un caracter parazitar în rozeta structurală a șisturilor cristaline.

În ceea ce privește sensul căderilor în regiunile de dezvoltare a șisturilor cristaline, recunoașterea acestuia pe profile magnetice, este o problemă de mult timp cunoscută. Încă în 1928 I. Königsberger arată că o placă subțire, ce cade sub un unghi diferit de cel al înclinației magnetice, va avea o direcție a magnetizării corespunzînd mai mult unghiului de

cădere decît unghiului de înclinație (5). Așa fiind, pe un profil magnetic executat perpendicular pe direcțiile generale ale cristalinului, componenta verticală a cîmpului magnetic va avea valori coborîtoare în sensul căderii stratelor.

După cum arătam mai sus, în reprezentarea statistică a orientării izodinamelor, pe lîngă azimutul planurilor de șistozitate, se recunosc direcțiile principale de fisurare a rocilor cristaline. Cunoașterea lor este de mare importanță, deoarece permite determinarea direcției presiunilor intensive unilaterale (stress), existența diverselor faze de metamorfism, azimutul axului de cută etc.

R. Lauterbach explică efectul magnetic al fisurilor, arătînd că fenomenele de fracturare ce au loc în timpul marilor solicitări tectonice fiind însoțite de tensiuni elastice, influențează imaginea magnetică, fie prin modificarea magnetismului remanent în cîmpul magnetic terestru, fie prin schimbarea direcției de magnetizare prin efecte orientative determinate pînă în domeniul cristalin. În continuare, citînd pe T. Nagata, face legătura între inversarea termoremanentă a magnetizării și fenomenele termice din timpul marilor presiuni.

La aceasta am mai adăuga faptul că totdeauna la suprafața incluziunilor nemagnetice sau pe suprafața cavităților, apar sarcini magnetice și, legat de acestea, un cîmp magnetic de dispersie (10). În aceeași măsură, trebuie ținut seamă de faptul că fisurarea are loc cu deplasarea blocurilor, unul față de celălalt. Sînt deplasări mici, ce se produc pe direcția stressului sau diagonal, aducînd față în față zone cu intensități de magnetizare diferite. Aceste neomogenități produc efecte de mică intensitate, dar permit cercetării statistice decelarea fisurilor.

5. Rozetele care le vom prezenta sînt rezultatele cele mai caracteristice ale unor determinări făcute în condiții petrografice și structurale cît mai variate, în scopul de a stabili posibilitățile de cercetare a domeniilor cristaline, cu ajutorul metodei micromagnetice.

După cum menționam mai sus, rezultate deosebit de clare s-au obținut la Rășinari. Cercetarea statistică a izodinamelor (fig. 3) reprezintă bine direcțiile de șistozitate ale seriei epizonale de Rășinari. Ele se înscriu discordant în cristalinul Munților Cibinului. De asemenea recunoaștem pe această rozetă direcțiile fisurilor de tensiune (N 140^g V) și ale celor de forfecare (E—V).

Microrețeaua a fost amplasată în Dealul Schiaului, la sud de Rășinari pe complexul cloritos al seriei. Formațiunile epizonale avînd o șistozitate avansată, aici ca și la Orlat sau la Cugir (fig. 4) certitudinea rezultatelor este demnă de remarcat.

Pentru seriile mezozonale afectate în mai mică măsură de presiunile orientate, rozetele nu mai sînt la fel de clare. Rezultate ca cel din Dealul Măgura (la sud de Cisnădioara) (fig. 5 și 6) semnalează forțe ce au acționat pe mai multe direcții. În cazul de față, este vorba probabil de împingerile suplimentare ale Făgărașilor.

Uneori, aspectul complicat al rozetelor, maschează efectele de mică amploare, diminuînd posibilitățile de interpretare. Cazul cel mai defavorabil se prezintă cînd avem de-a face cu efecte ce apar nediferențiate.

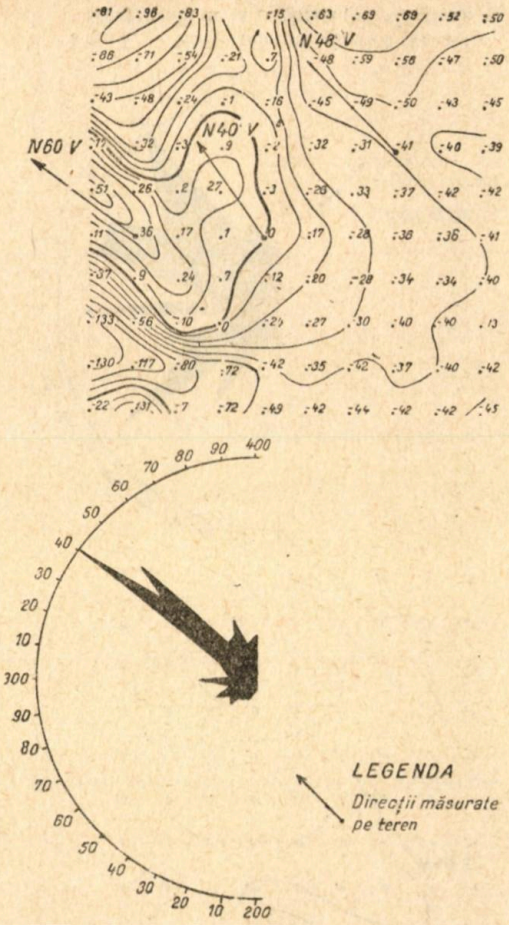


Fig. 3. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de la Rășinari (D. Schiaului).

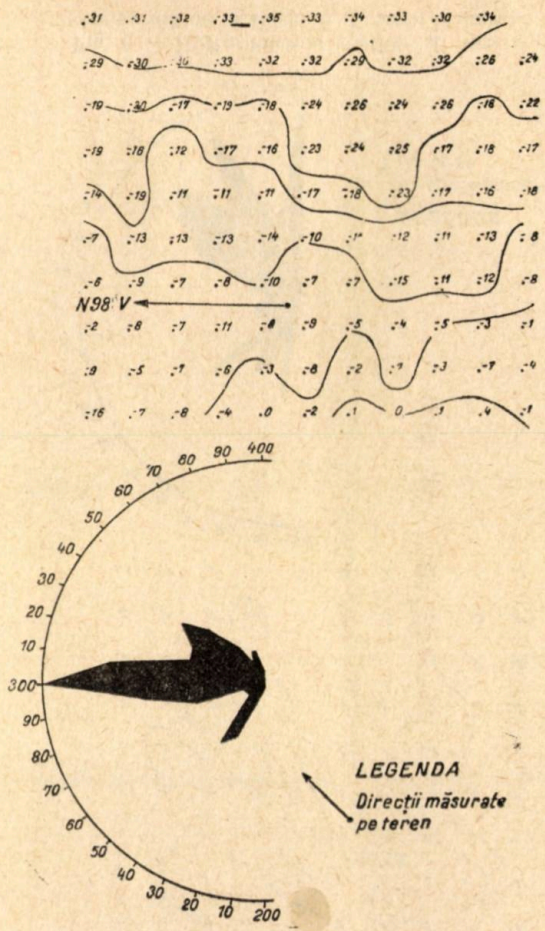


Fig. 4. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de la Cugir (D. Grusteriţa).

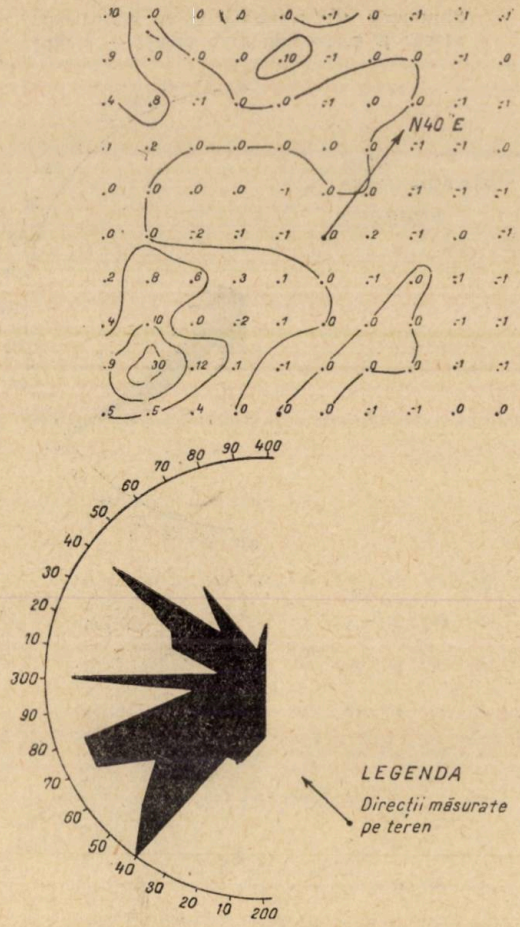


Fig. 5. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de la Rășinari (vf. Măgura).

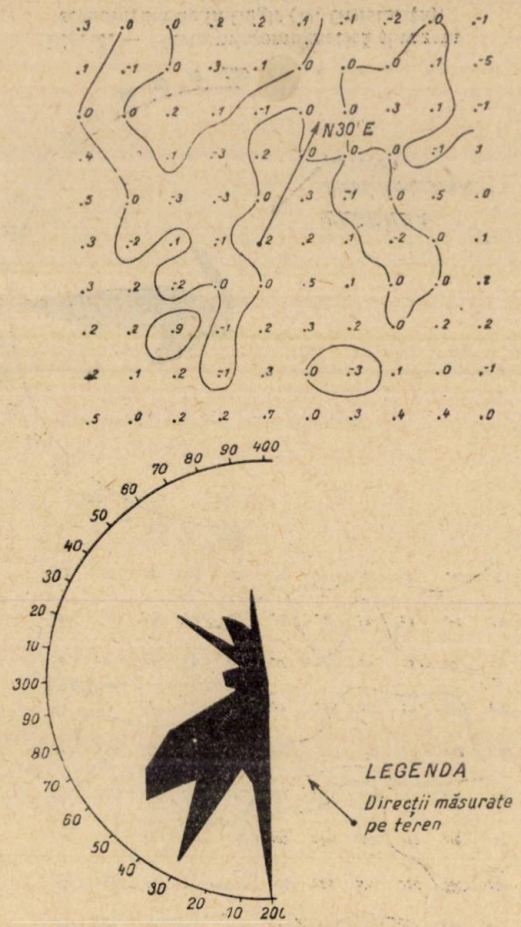


Fig. 6. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de la Rășinari (Culmea Măgura).

La Cugir, în Dealul Cetății, microrețeaua a fost amplasată pe șisturile cristaline de epizonă, care aici stabilesc un contact anormal cu seria mezozonală, larg dezvoltată la sud. Rocile se caracterizează printr-o serie de efecte microtectonice suprapuse, amprentă a împingerilor ce au acționat pe diverse direcții. Fiind vorba de diferențe unghiulare mici, de ordinul a 10—20^g, efectele lor magnetice apar cumulate și rozeta structurală prezintă o singură ramură mult îngroșată (fig. 7).

Am reușit să obținem o îmbunătățire simțitoare în reprezentarea statistică a direcțiilor izodinamelor, acceptînd la calcularea lui ΔZ o valoare de scală a instrumentului de măsură mai mare decît cea reală. Majorarea este condiționată de eroarea medie a măsurătorilor. Amplificarea ei este compensată de faptul că direcția izodinamelor se stabilește mai precis o dată cu creșterea diferențelor între punctele de măsurătoare.

În figura 8 se văd rezultatele acelorași măsurători, prelucrate în acest mod. Deosebirea este marcantă : se disting clar direcțiile principale de șistozitate și fisurație. O ramură plasată la 240^g semnalează acțiunea unor presiuni suplimentare pe direcția N 60^g V.

L. P. Jogolev care sesizează aceeași sursă de erori (interpolarea izodinamelor), propune cercetarea microanomaliilor prin statistica gradienților. Îmbinarea celor două procedee ar mări desigur posibilitățile metodei.

Interesant de remarcat sînt rezultatele din valea Lotrului (fig. 9). Aici, ca și în valea Sadului (fig. 10), prezența autohtonului a format un obstacol rezistent în fața pînzei getice (9), astfel că în diagrama statistică apar două ramuri principale, corespunzînd la două direcții importante de împingere la care au fost supuse formațiunile mezozonale. Punerea lor în evidență pe cale magnetică este posibilă grație marii plasticități a mineralului feromagnetic (3), a cărui recristalizare urmărește îndeaproape desfășurarea activității tectonice, ce rămîne consemnată prin noi generații de magnetită, cu orientări determinate de direcțiile undei metamorfice.

Spre deosebire de analiza microstructurală, magnetismul de foarte mare detaliu nu poate aduce precizări în ceea ce privește succesiunea acestei activități.

Microrețeaua din figura 9 a fost amplasată la est de comuna Sălișteа, pe șisturile micacee cu biotit, cunoscute în valea Lotrului, iar cea din figura 10, la vest de comuna Rîul-Sadului, pe gnaise biotitice.

Rozetele din figurile 11, 12 și 13 reprezintă rezultatele cercetărilor întreprinse pe rocile complexului micaceu al seriei de Sebeș. Cu toată mulțimea ramurilor ce apar în rozeta structurală, direcțiile principale de șistozitate se detașează net. Cu alte cuvinte, acest complex metamorfozat într-o zonă mai profundă de metamorfism, poartă totuși amprenta stressului.

O dificultate importantă pe care o întîmpină cercetarea micromagnetică pe ariile de dezvoltare a rocilor cristaline este influența reliefului. Astfel, în regiunea Strungari, la sud de comuna Purcăreți o microrețea amplasată pe rocile de facies epizonal (șisturi cloritice), s-a extins de o parte și de alta a unei creste orientată N—S, în care aflorau aceste roci și ale căror direcții principale de șistozitate erau evident E—V. În reprezentarea cu izolinii a cîmpului magnetic apare aspectul morfologic al terenului, direcția crestei reproducîndu-se în rozeta structurală (fig. 14). Direcția de

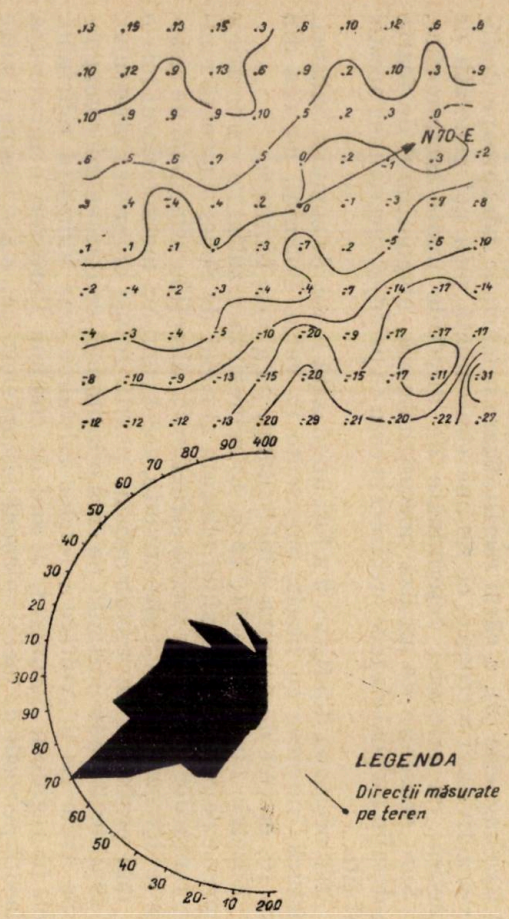


Fig. 7. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de la Cugir (D. Cetății).

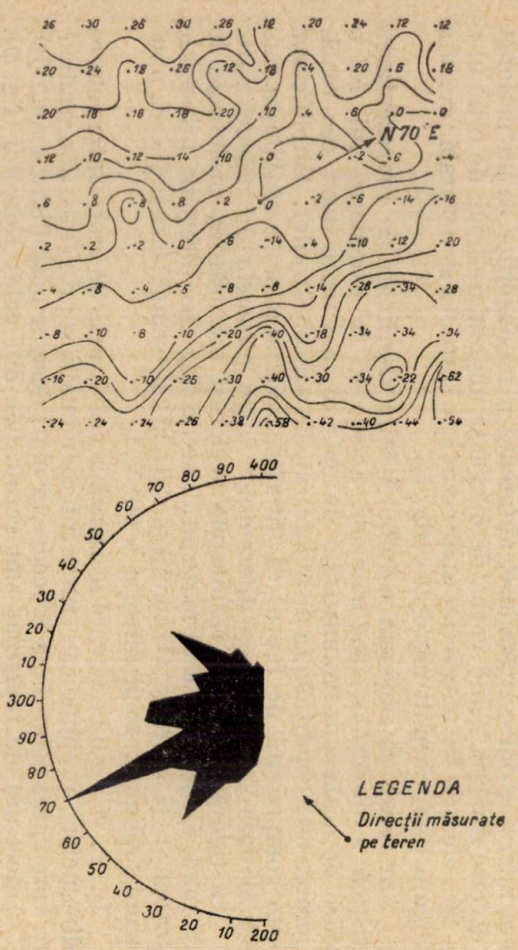


Fig. 8. — O altă prelucrare a măsurătorilor de la Cugir (D. Cetății).

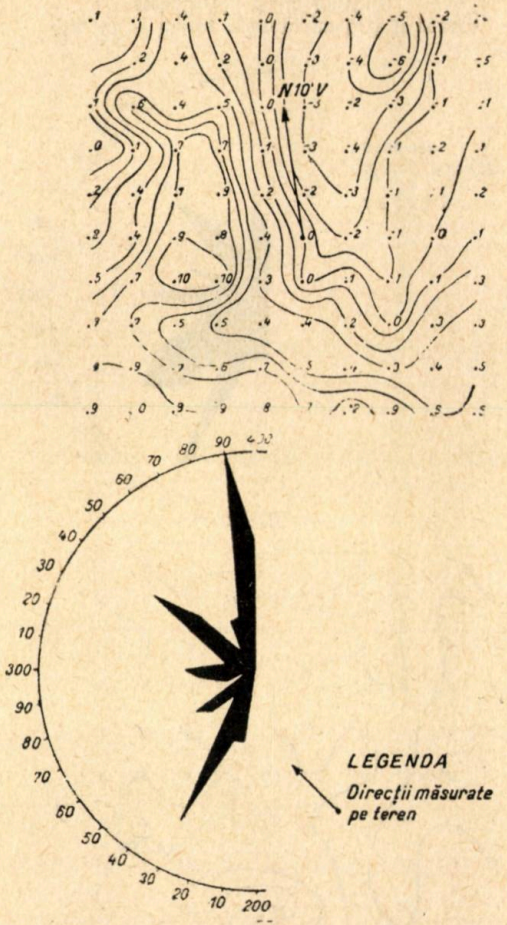


Fig. 9. — Harta micromagnetică şi rozeta structurală din valea Lotrului (comuna Săliştea).

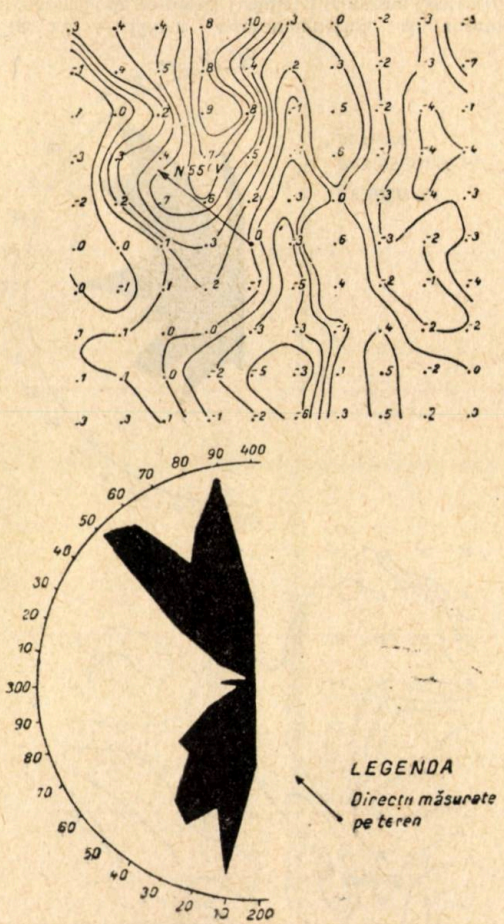


Fig. 10. — Harta micromagnetică şi rozeta structurală din valea Sadului (comuna Rîul-Sadului).

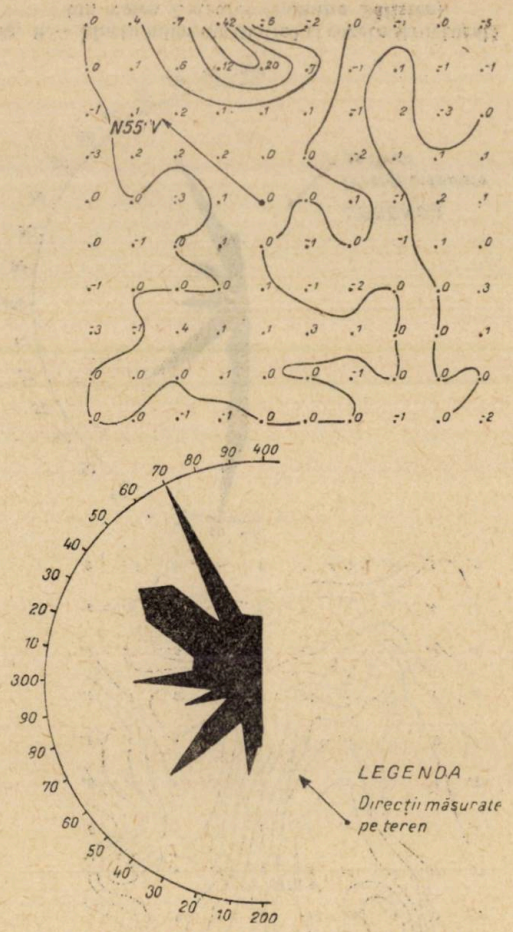


Fig. 11.— Harta micromagnetică și rozeta structurală de la Pălținiș.

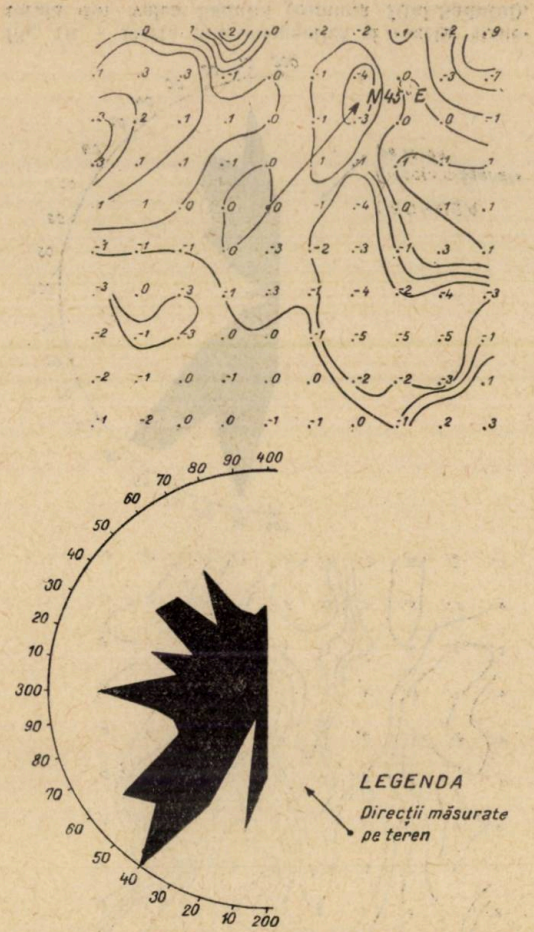


Fig. 12. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de pe piriul Grădiștei (comuna Costești).

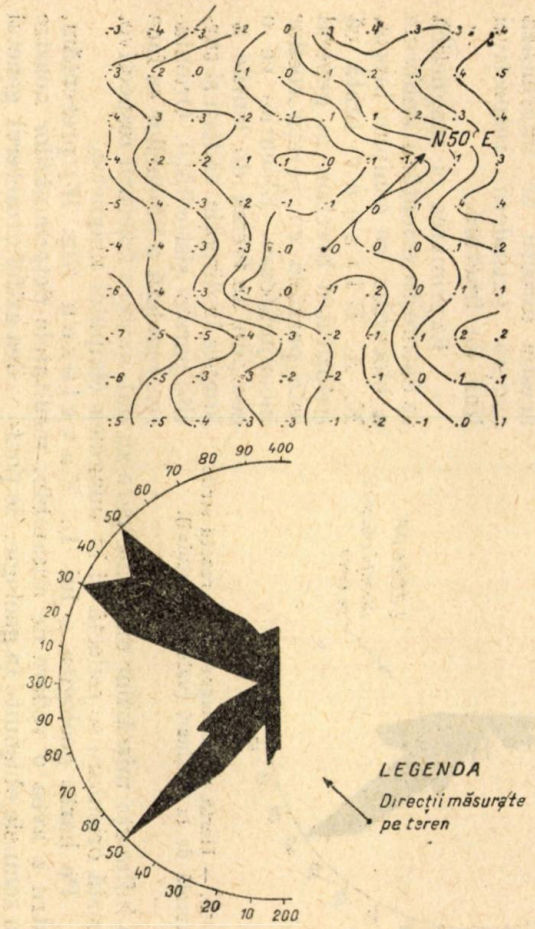


Fig. 13. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de pe pîrîul Grădiștei (comuna Costești).

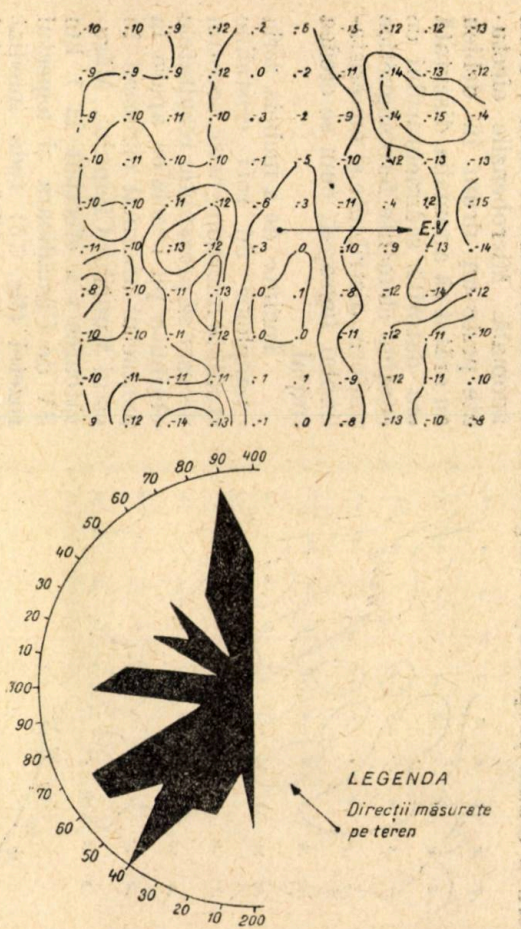


Fig. 14. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de la Strungari (comuna Purcăreți).

șistozitate este pusă în evidență de o ramură destul de puternică, dar redusă ca lungime. În schimb, direcțiile de fisurație sînt complet mascate.

În bazinul Streiului, la Nădăjdia, ne-am folosit însă de acest fenomen, pentru a studia proprietățile magnetice ale sedimentarului dintr-o zonă anomală. Microbenzile efectuate peste un drum în debleu au arătat că anomalia discutată era datorită sedimentarului ce conține elemente feromagnetice uniform distribuite și nu cristalinului îngropat, cum se credea inițial.

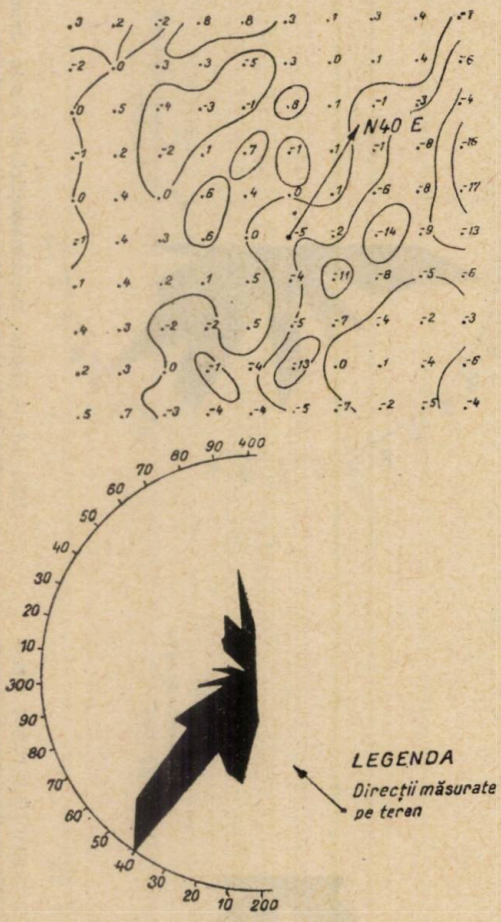


Fig. 15. — Harta micromagnetică și rozeta structurală de la Rășinari (valea Argintului).

Înainte de a încheia seria exemplelor de roci cristaline studiate micromagnetic, socotim necesar să prezentăm rezultatele obținute pe brecia ce apare la contactul anormal cunoscut în estul Munților Cibinului. Măsurătoarea s-a efectuat la 1 km SV de Cisnădioara și aspectul rozetei (fig. 15) redă imediat direcția de extindere a corpului (240g). Direcția obținută magnetic corespunde perfect observațiilor geologice. Cunoașterea acestei direcții ne informează asupra extinderii respectivei linii de fractură.

Exprimarea ei magnetică se datorește orientării uniforme a blocurilor ce compun brecia. N. A. Eliseev arată că șistozitatea brecilor, în general este paralelă cu pereții rocilor înconjurătoare. Blocurile ce o compun au formă de lentile alungite în direcția căderii și turtite paralel șistozității. Orientarea regulată a blocurilor se face sub influența mișcărilor orientate care au dat naștere fracturii respective. Această orientare se reflectă și în imaginea cîmpului magnetic.

Pe harta geologică a lui L. Pavelescu (fig. 16) prezentăm, pentru a avea o vedere de ansamblu, rezultatele determinărilor noastre prin semnele obișnuite în geologie. Se poate vedea astfel caracterul general al direcțiilor de șistozitate obținute prin determinările micromagnetice.

Pentru seria epizonală de Rășinari s-a trecut și sensul căderii rocilor cristaline. Aici s-a făcut singura determinare de acest fel.

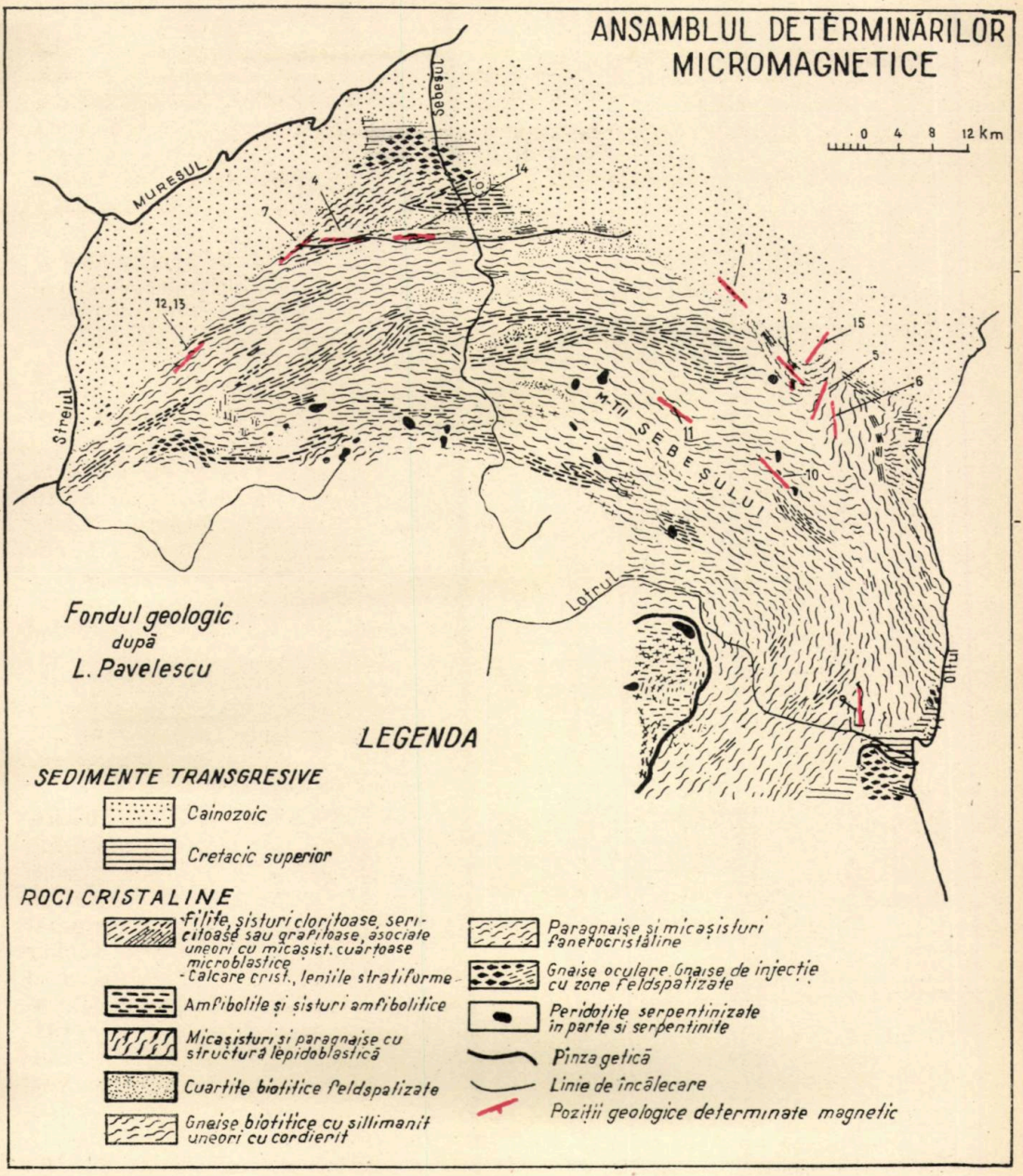
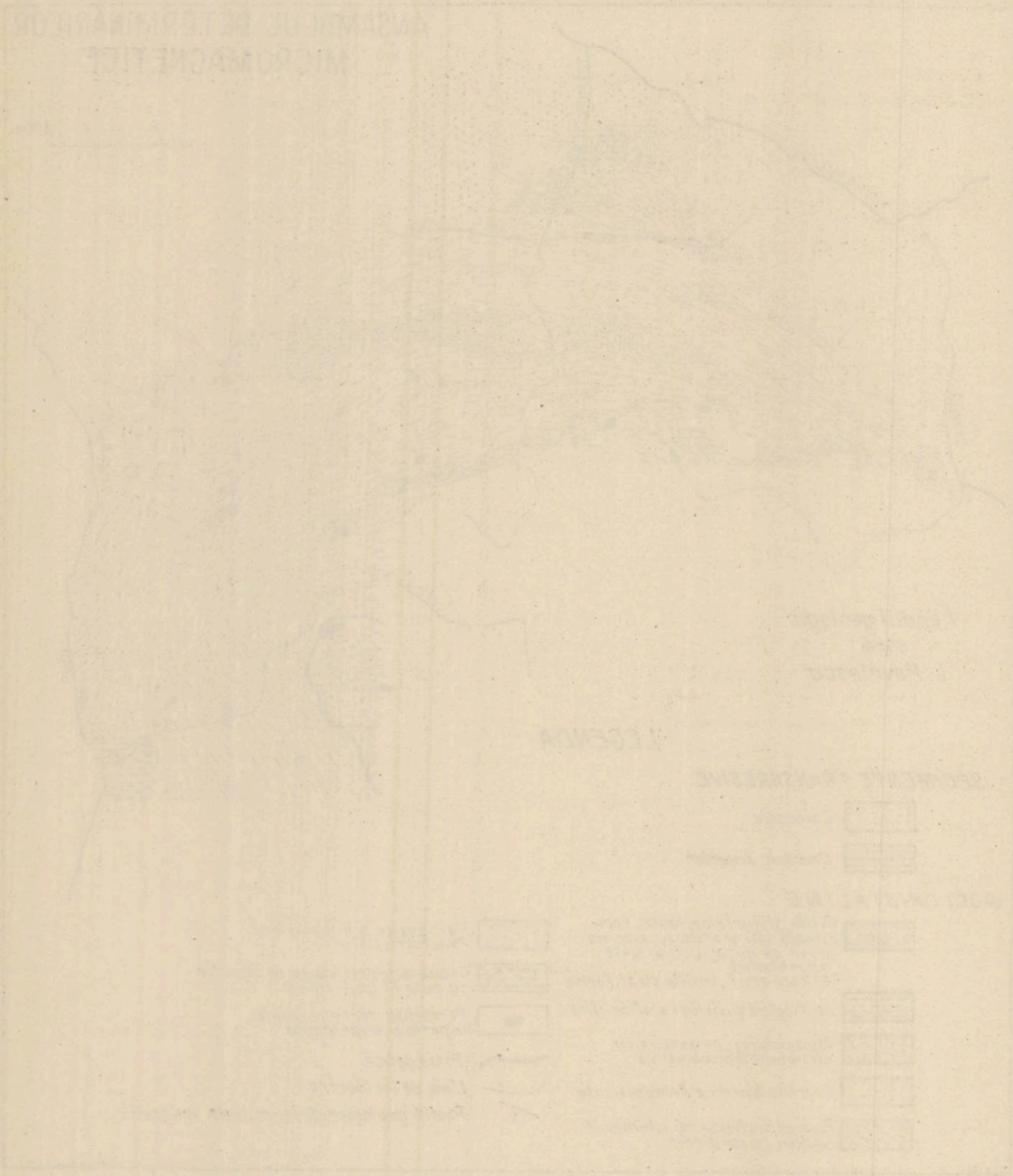

ANSAMBLUL DETERMINĂRILOR MICROMAGNETICE
0 4 8 12 km
MUREȘUL
Sebeș
Streiul
Lotrul
Olt
M-ții SEBEȘULUI
Fondul geologic după L. Pavelescu
LEGENDA
SEDIMENTE TRANSGRESIVE
Cainozoic
Cretacic superior
ROCI CRISTALINE
Filite, șisturi cloritoase, sericitoase sau grafitoase, asociate uneori cu micașist. cuarțoase microblastice
- Calcare crist., lentile stratiforme
Amfibolite și șisturi amfibolitice
Micașisturi și paragnaise cu structură lepidoblastică
Cuarțite biotitice feldspatizate
Gnaise biotitice cu sillimanit uneori cu cordierit
Paragnaise și micașisturi paracristaline
Gnaise oculare, gnaise de injecție cu zone feldspatizate
Peridotite serpentinizate în parte și serpentinite
Pînza getică
Linie de încălecare
Poziții geologice determinate magnetic

Fig. 16



Aceste prime rezultate sînt o confirmare a posibilităţilor de cercetare structurală în domeniile cristaline, prin metoda micromagnetică şi fără îndoială că aplicarea ei pe scară mai largă va completa cunoştinţele noastre.

ПРИМЕНЕНИЕ МИКРОМАГНИТНОГО МЕТОДА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНЫХ КАРПАТ

РЕЗЮМЕ

Микромагнитные исследования, предпринятые на северном склоне Южных Карпат (горы Лотру, Чибин и Себеш), проводились для того, чтобы выявить каким образом различные структурные элементы, сложенные кристаллическими сланцами, отражаются в магнитном поле на поверхности земли.

На основании полученных результатов установлено, что микромагнитный метод можно успешно использовать для структурного изучения кристаллических пород. Так, например, этот метод разрешает определить общее направление сланцеватости, главные направления трещиноватости, а при благоприятных условиях, также и направление падения слоев. Вышеприведенные элементы дают указания о направлении одностороннего давления и разрешают определить азимут оси соответствующей складки.

Магнитное выражение структурных элементов объясняется неоднородностью намагничивания, вызванного этими последними в массе породы.

Для примера приводится несколько диаграмм и соответствующие весьма интересные истолкования.

Результаты определений приведены на сводной схематической карте.

ОБЬЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Микромагнитная карта и структурная розетка в районе Орлат (возв. Дялул Четэций).

Рис. 2. — Магнитный профиль ΔZ в зоне распространения эпизональных сланцев в районе Рэшинарь; определяет направление падения напластований.

Рис. 3. — Микромагнитная карта и структурная розетка в районе Рэшинарь (возв. Дялул Скиаулуй).

Рис. 4. — Микромагнитная карта и структурная розетка в районе Куджира (возв. Дялул Грустерица).

Рис. 5. — Микромагнитная карта и структурная розетка в Рэшинарах (верш. Вырфул Мэгура).

Рис. 6. — Микромагнитная карта и структурная розетка в Рэшинарах (верш. Кулмя Мэгура).

Рис. 7. — Микромагнитная карта и структурная розетка в Куджире (возв. Дялул Четэций).

Рис. 8. — Другой способ обработки измерений, выполненных в районе Куджира (возв. Дялул Четэций).

Рис. 9. — Микромагнитная карта и структурная розетка по долине р. Лотру (с. Сэлиштя).

Рис. 10. — Микромагнитная карта и структурная розетка по долине р. Садул (с. Рыул-Садулуй).

Рис. 11. — Микромагнитная карта и структурная розетка в Пэлтинише.

Рис. 12 и 13. — Микромагнитные карты и структурные розетки по р. Грэдиштей (с. Костешть).

Рис. 14. — Микромагнитная карта и структурная розетка в районе Струнгари (с. Пуркэрешть).

Рис. 15. — Микромагнитная карта и структурная розетка в Рэшинарах (по долине Арджинтулуй).

Рис. 16. — Сводка микромагнитных определений.

APPLICATIONS DE LA MÉTHODE MICROMAGNÉTIQUE À L'ÉTUDE DES ROCHES CRISTALLINES DES CARPATES MÉRIDIONALES

RÉSUMÉ

Des recherches micromagnétiques effectuées sur le versant septentrional des Carpates méridionales (monts Lotrul, Cib nul et Sebeşul) ont eu pour but de connaître le mode dont les divers éléments structuraux des roches cristallines se manifestent dans l'aspect du champ magnétique en surface.

Les résultats obtenus permettent de conclure que la méthode micromagnétique peut être appliquée avec succès à l'étude de la structure des roches cristallines. D'ordinaire, ce sont les directions générales de schistosité et les directions générales des fissures que l'on obtient; mais, si les conditions sont favorables, on obtient, en sus, le sens du pendage des couches. La connaissance de ces éléments donne des indications sur la direction d'application du stress et permet de déduire l'azimut de l'axe du pli respectif.

L'expression magnétique des éléments structuraux est due aux non-homogénéités de magnétisation qu'ils créent dans la masse des roches.

L'auteur donne, comme exemples, quelques diagrammes dont l'interprétation est particulièrement intéressante.

Les résultats des déterminations sont présentés dans un schéma d'ensemble.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte micromagnetique et rosette structurale d'Orlat (Dealul Cetății).

Fig. 2. — Profil magnétique ΔZ, exécuté dans la série épizonale de Rășinări ; il montre le sens du pendage des couches dans la région.

Fig. 3. — Carte micromagnétique et rosette structurale de Răşinari (Dealul Schiaului).
Fig. 4. — Carte micromagnétique et rosette structurale de Cugir (Dealul Grusteriţa).
Fig. 5. — Carte micromagnétique et rosette structurale de Răşinari (Sommet de Măgura).
Fig. 6. — Carte micromagnétique et rosette structurale de Răşinari (Sommet de Măgura).
Fig. 7. — Carte micromagnétique et rosette structurale de Cugir (Dealul Cetăţii).
Fig. 8. — Autre interprétation des déterminations faites à Cugir (Dealul Cetăţii).
Fig. 9. — Carte micromagnétique et rosette structurale dans la vallée du Lotru (commune de Săliştea).
Fig. 10. — Carte micromagnétique et rosette structurale dans la vallée du Sadul (commune de Rîul-Sadului).
Fig. 11. — Carte micromagnétique et rosette structurale de Păltiniş.
Fig. 12 et 13. — Cartes micromagnétiques et rosettes structurales le long du ruisseau Grădiştea (commune de Costeşti).
Fig. 14. — Carte micromagnétique et rosette structurale de Strungari (commune de Purcăreţi).
Fig. 15. — Carte micromagnétique et rosette structurale de Răşinari (Valea Argintului).
Fig. 16. — Ensemble des déterminations micromagnétiques.

BIBLIOGRAFIE

1. BATES L. F., *Modern magnetism*, Cambridge, 1951.
2. BUCCHEIM W. u. LAUTERBACH R., *Isanomalen Richtungsstatistik als Hilfsmittel tectonischer Analyse*, Gerlands zur Geophysik, 1953, *2*, 88.
1. ЕЛИСЕЕВ Н. А., *Структурная петрология*, Ленинградский Государственный Ордена Ленина Университет им. А. А. Жданова, Ленинград, 1953.
4. GHIKA-BUDEŞTI ST., *Les Carpates méridionales centrales (recherches pétrographiques et géologiques entre le Partng et le Negoi)*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
5. HAALCK H., *Der Gesteinsmagnetismus*, Leipzig, 1942.
6. ЖОГОЛЕВ Л. П. и ГРАН Б. В., *Некоторые вопросы микромагнетной съемки*, Ленинград, 1959.
7. LAUTERBACH R., *Mikromagnetik — ein Hilfsmittel geologischer Erkundung*, Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx-Universität, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, 1953—1954, *3*, 224.
8. НАГАТА Т., *Магнетизм горных пород*, Москва, 1956, **40**.
9. PAVELESCU L., *Geologia Carpaţilor Meridionali*, Anal. rom.-sov., 1958, **II** şi **III**.
10. VONSOVSKI S. V., *Teoria modernă a magnetismului*, Ed. tehnică, Bucureşti, 1956.

UNITATEA NATURII CURBELOR DE PERMEABILITATE RELATIVĂ FAȚĂ DE FAZELE FLUIDE DE UMIDIVITATE DIFERITĂ PENTRU MEDIUL POROS ȘI POSIBILITATEA EXPRIMĂRII LOR ANALITICE

DE

G. MANOLESCU și E. SOARE

Comunicare prezentată de I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 14 februarie 1961

Fenomenele de purere în zăcămînt a hidrocarburilor fluide ca și procesele de exploatare a acestora sînt în ultimă analiză fenomene de deslocuire reciprocă, întotdeauna incompletă, a două faze fluide imiscibile.

Extrema complexitate a acestor fenomene, provocată atît de numărul mare de factori fizici și de diversitatea modului lor de interacțiune, cît și de neomogenitatea și anizotropia mediului poros atît la scară macrocît și microscopică, a făcut ca — cu tot volumul imens de lucrări experimenta e și teoretice consacrate — să se adopte pentru analiza lor la scară industrială procedee de investigație și interpretare, departe de a fi satisfăcătoare.

Pentru a se putea folosi legi de tipul Darcy sau ameliorate (Krasnopolski — Chèzy, Dupuit— Forchheimer) s-a recurs la folosirea de coeficienți de permeabilitate, medii pe elemente în general mari, de mediu poros.

Necesitatea de a se ține seama de permeabilitatea efectiv prezentată de mediul poros față de fiecare din fazele aflate în porii săi a fost simțită de peste 25 de ani.

Printre primele lucrări clasice în această privință se citează de obicei aceea a lui W y c k o f f [30] deși, calitativ, fenomenul a fost studiat încă din 1930 [12], [7] și, în parte, pe baza unor cercetări mult mai vechi [15].

Rezultatele acestor cercetări au condus la concepția clasică după care, în primă — dar curent utilizată — aproximație, în cazul prezenței

in mediul poros a două faze imiscibile, legea lui Darcy rămîne aplicabilă cu condiţia substituirii unei permeabilităţi efective faţă de faza a cărei curgere se analizează, în locul permeabilităţii absolute.

Utili atea acestei concepţii este limitată la medii omogene din punctul de vedere al stării de saturaţie.

În cazul unei eterogenităţi a saturaţiei, utilitatea practică a acestei concepţii este serios afectată de complicaţiile ce decurg din această eterogenitate, din caracterul în general nestaţionar al curgerii şi dintr-o serie de fenomene, în aparenţă secundare, ca de exemplu histereza de udare şi desaturare (îndeosebi interesante în cazul prezentei lucrări, nestabilitatea termodinamică a sistemului de fluide), fenomenele superficiale şi interfaciale, efectele eventualei polidispersităţi a fazelor ş.a.

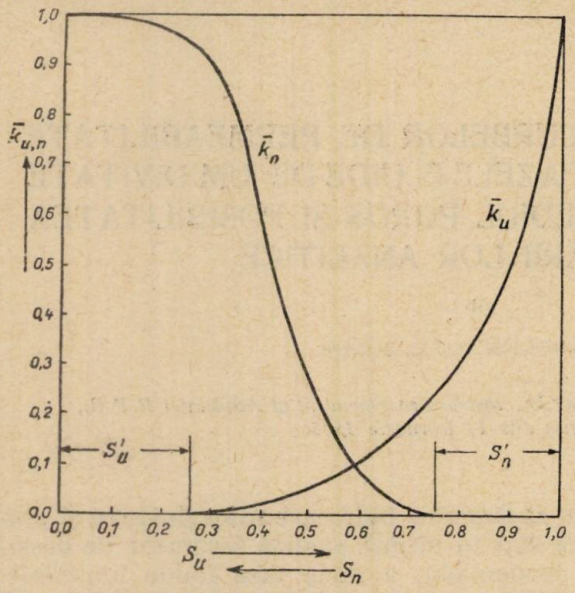


Fig. 1.— Forma clasică a curbelor de permeabilitate relativă. $\bar{k}_u$, Permeabilitatea faţă de faza (preferenţial) „umezitoare"; $\bar{k}_n$, permeabilitatea faţă de faza (preferenţial) „neumezitoare".

Cu toate aceste inconveniente şi complicaţii, aplicarea legii lui Darcy cu permeabilităţi efective (respectiv relative) rămîne calea cea mai directă de analiză a fenomenelor de curgere eterogenă.

Aproximaţia clasică, şi din nefericire încă prea uniform acceptată, că permeabilitatea relativă faţă de o fază ar fi o funcţie univocă, exclusiv de saturaţie, a mediului poros cu acea fază (cel puţin în cazul saturaţiei cu numai două faze şi, cu corecţii, şi în cazul prezenţei unei a 3-a faze), conduce la o dependenţă a permeabilităţii relative de saturaţiile respective de natura celei din figura 1.

Asimetria reciprocă a celor două curbe se datoreşte umidivităţii diferite pe care cele două faze o prezintă pentru suprafaţa solidă a mediului poros respectiv.

Faza „mai umezitoare", indice de referinţă u, se bucură de o permeabilitate extrem de sensibilă la prezenţa unei mici cantităţi de fază străină, ceea ce se manifestă prin panta pronunţată a curbei $\bar{k}_u$ în gama de saturaţii $S_u = 0{,}9 \cdots 1{,}0$.

Faza „mai neumezitoare", indice de referinţă n, se bucură de o oarecare insensibilitate la prezenţa unei faze străine, ceea ce se manifestă prin panta redusă a curbei $\bar{k}_n$ în gama de saturaţii $S_n = 1{,}0 \cdots 0{,}8$.

Explicația sumară, valabilă în cadrul aceleiași aproximații, constă în eficacitatea, cu totul deosebită în cele două cazuri, pe care o prezintă pentru curgere mica fracție din secțiunea de curgere ocupată de faza „străină" apărută în cantitate mică.

Atunci cînd faza străină este cea umezitoare, ea ocupă porțiunile periferice și mai ales intrîndurile secțiunii de curgere, porțiuni în care curgerea fazei principale nu ar fi avut loc decît cu viteze extrem de mici, dacă aceste porțiuni nu ar fi fost ocupate de faza străină a cărei prezență nu suprimă deci decît o parte foarte mică din debitul de fază principală, „neumezitoare".

Efectul se manifestă deci prin prezența unui „umăr" pe curba $\bar{k}_n$.

Dependența, relativ redusă, a formei curbelor $k_{\text{relativ}} = f$ (saturație), [20], [3], [11], [6], [18], [23], [24], [26], [19] și costul enorm al ridicării lor experimentale au făcut ca încă de mult [20] să se încerce găsirea unei relații analitice de forma $\bar{k}_i = f(S_i)$ care, printr-o ajustare a unor parametri, să fie satisfăcută de coordonatele $(\bar{k}_i, S_i)$ ale unui număr redus de puncte experimentale și să reprezinte cu mare probabilitate aceeași dependență pe întreaga gamă $S_i = 0 \cdots 1$ (de altfel costul ridicat și dificultățile experimentale întîlnite la determinarea acestor permeabilități au făcut ca, chiar la unele lucrări relativ recente și de mare importanță, să se pornească de la curbe de permeabilitate relativ simplificate prin neglijarea porțiunii cu „umăr" [8]).

În perioada inițială a acestor încercări s-au propus legi de forma:

$$\bar{k}_u = \left[\frac{S_u - S'_u}{1 - S'_u}\right]^a \tag{1.a}$$

și

$$\bar{k}_n = \left[\frac{S_n - S'_n}{1 - S'_n - S'_u}\right]^b \tag{1.b}$$

cu exponenții $a \approx 3$ și $b \approx 2$;
sau, în cazul prezenței unei a treia faze în cantitate redusă și fixată, legi de forma:

$$\bar{k}_u = \frac{16 S_u^2 (S_u - S'_u)^3 (1 - S'_u)}{[2S_u(2 - 3S'_u) + 3S_u S'_u (3S'_u - 2) + S'_u(4 - 5S'_u)]^2} \tag{2.a}$$

și

$$\bar{k}_n = \frac{16 S_n^2 (S_n - S'_n)^3 (1 - \psi_u - S'_n)}{[2S_n^2(2 - 2\psi_u - 3S'_n) + 3S_n S'_n (3S'_n - 2 + 2\psi_u) + S'_n(1 - \psi_u)(4 - 4\psi_u - 5S'_n)]^2} \tag{2.b}$$

propusă de W. D. Rose [28] cu rezultate practice incontestabile în anumite condiții.

Ulterior, pe măsura descoperirii efectului modului de realizare a variației saturațiilor la ridicarea curbelor $\bar{k} = f(S)$ și al distribuției fazelor

în pori [4], [7], s-a văzut că curbe de acest tip nu pot reprezenta fenomenele din zăcămînt decît dacă punctele experimentale pe care se reazemă curba de tip (1.a,b) au fost ridicate pe o cale de variere a saturaţiilor apropiată de cea din zăcămînt.

Chiar presupunînd această condiţie îndeplinită, ecuaţiile de tip (1.a,b) şi (2.a,b) prezintă, pe lîngă incomoditatea lucrului cu (2.a,b), neajunsul comun că ele nu reprezintă acceptabil valorile $\bar{k}_i$ (în aparenţă numai $\bar{k}_n$, în realitate şi $\bar{k}_d$) decît în gama de saturaţii $S_i < 0{,}5 \dots 0{,}6$, nereproducînd „umărul" citat.

În această direcţie este interesantă de reţinut relaţia propusă de G. L. Hassler [14] care, deşi relativ simplă:

$$k_n = \exp\left[-7{,}75\,(1 - S_n)^{2{,}25}\right] \tag{3}$$

suferă de abateri de principiu:

a. ea dă $\bar{k}_n \neq 0$ pe un interval relativ mare (zeci de procente din volumul de pori) al saturaţiei, pe care în realitate $\bar{k}_n = 0$, între S'_n şi 0,

b. ea dă $\bar{k}_n \neq 0$ *chiar pentru* $S_n = 0$,

c. ea dă $d\bar{k}_n/dS \neq 0$ pe acelaşi interval menţionat la (a) în care în realitate $d\bar{k}_n/dS_n = 0$.

Printr-o modificare convenabilă a coeficientului — 7,75 şi exponentului 2,25, se pot micşora abaterile faţă de condiţiile menţionate la (a), (b) şi (c) pînă la valori foarte mici, dar în acest caz se obţine o curbă de formă rigidă şi *nu se mai pot folosi* modificările parametrilor citaţi pentru interpolarea curbei printr-un număr redus de puncte experimentale şi, cu atît mai puţin, printr-un eventual număr mare de asemenea puncte.

În afară de aceasta structura ecuaţiei (3) nu permite exprimarea separată a efectelor diferiţilor parametri fizici care determină forma curbei $\bar{k}_n(S_n)$.

Ulterior, ţinîndu-se seama de fenomenele de histereză de umidibilitate pe care le prezintă suprafaţa solidă a mediului poros la schimbarea sensului variaţiei raportului saturaţiilor, s-a pus în evidenţă teoretic şi experimental [13] şi, independent [21], variabilitatea curbelor de $\bar{k}_i = k(S_i)$ după forma clasică a curbelor de histereză cu buclă.

Din cauza amplitudinii uneori considerabile a acestei histereze, unele medii poroase prezintă o variaţie mult mai pronunţată a acestor curbe cu sensul desaturării decît de la rocă la rocă.

În afară de aceasta, influenţa umidivităţii variate a fluidelor (fie chiar şi numai datorită histerezei de udare) se exercită pe întreaga gamă de saturaţii în care $\bar{k}_i \neq 1$, pe cînd influenţa caracteristicelor reţelei de canale capilare se face mai simţită numai pe gama de saturaţii pentru care $\bar{k}_i < 0{,}5$.

Din cauza incapacităţii curbelor de tipul (ecuaţiei 1.a,b) şi (ecuaţiei 2.a,b) de a ţine seama de aceste efecte şi de a reproduce forma cu „umăr" a curbelor de permeabilitate, formă care apare în urma histerezei de desaturare, în cazul ambelor faze, precum şi din cauza insuficienţelor de bază semnalate ale curbelor de tip Hassler, ne-am propus să găsim o

formă de exprimare analitică a acestor curbe, care să țină seama și de aceste efecte.

Necesitatea de a se dispune de asemenea curbe, fie chiar și grafic, este deosebită pentru analiza fenomenelor de deslocuire cu ajutorul relațiilor de tip Buckley-Leverett sau de tip Pirverdian [25] sau Efros [9], în cazul special al proceselor de deslocuire a țițeiului de către gazele ieșite din soluție.

În plus, necesitatea de a se putea exprima derivata raportului dintre permeabilitățile față de fluidele deslocuit și deslocuitor (artificiul lui Welge [29]), realizabilă în condiții aleatorii cînd se dispune de curbe exclusiv experimentale $\bar{k}_i(S_i)$, impune interpolarea printre punctele experimentale $(\bar{k}_i, S_i)$ cu ajutorul unei relații analitice continuă și derivabilă.

Într-adevăr, necesitatea determinării coordonatelor punctului de tangență între curba fracției de țiței în debitul curent în funcție de saturație și o dreaptă ce trece prin punctul de coordonate (fracția de debit egală cu unitatea, saturația egală cu unitatea) impune căutarea acestui punct de tangență pe o curbă „netezită".

Practic, limita poligonală frîntă trasată prin punctele experimentale nu poate fi folosită, deoarece derivata ei variază cu discontinuitate. Este deci absolut necesară netezirea curbei.

Efectuarea acestei operații prin metodele grafice curente cuprinde o mare parte de contribuție subiectivă a operatorului, ceea ce compromite valoarea calculului prin diferențe.

Netezirea prin interpolare după metode clasice, Lagrange sau analoge, introduce condiții străine, nereale (caracterul parabolic al curbei, tocmai într-o regiune a ei unde această ipoteză este greu de admis), și creează dificultăți de lucru deosebite prin aceea că pentru fiecare arc, determinat de trei sau patru puncte experimentale consecutive, ecuația curbei interpolate este alta.

Neajunsul principal rămîne, însă, tot nesiguranța încadrării legii de interpolare în legea $\bar{k}_i = f(S_i)$.

Din această cauză folosirea unei relații de interpolare unice pe tot intervalul de saturații pus în cauză, oferă avantaje indiscutabile și apreciabile.

Încercările efectuate în acest scop, pe baza datelor experimentale [30], [6] etc., ne-au condus la utilizarea unei funcții de forma :

$$\bar{k}_n = \frac{1}{1 + x^a \exp\left[\dfrac{x^b}{1 - x^c}\right]} \tag{4}$$

sau de forma

$$\bar{k}_n = \frac{1}{1 + x^a \exp\left[\dfrac{x^b}{(1 - x)^c}\right]} \tag{5}$$

în care :

k_{rn} = permeabilitatea relativă faţă de faza neumezitoare ;
$x = (1 - S_n)/(1 - S'_n)$;
S_n = saturaţia în fază neumezitoare ;
S'_n = saturaţia ireductibilă în fază neumezitoare ;
a, b, c = coeficienţi constanţi prin raport cu saturaţia însă dependenţi de natura sistemului solid-fluide în contact şi a suprafeţelor respective.

Printr-o modificare judicioasă a parametrilor a, b şi c se poate obţine o gamă întreagă de curbe de natura celor din figura 2.

Deoarece determinarea valorilor convenabile ale acestor coeficienţi constituie o operaţie relativ oneroasă, dar mai ales pentru a se separa şi a se pune în evidenţă influenţa factorilor dependenţi de caracteristicele reţelei de canale capilare în comparaţie cu influenţa fenomenelor de histereză a desaturării asupra formelor curbei de permeabilitate relativă $\bar{k}_t$, s-a trecut la o formă de relaţie aparent mai complicată, însă mai uşor de mînuit :

$$\bar{k}_r = \frac{1 - (\alpha x^{\beta} - \gamma x^{\delta}) \cdot \left(\cos\frac{\theta}{2}\right)^{\varepsilon \cdot \frac{1-x}{x}}}{1 + x^a \exp\left[\frac{x^b}{(1-x)^c}\right]} \tag{6}$$

Cu toată complexitatea aparentă, provocată de prezenţa a nouă parametri caracteristici $a, b, c, \alpha, \beta, \gamma, \delta, \varepsilon$ şi θ, relaţia este uşor de folosit după o serie de calcule preparatorii efectuate odată pentru totdeauna.

O parte din parametrii citaţi prezintă valori care rămîn între limitele unor intervale foarte restrînse, iar prezentarea lor ca parametri dependenţi de natura sistemului rocă + fluide se datoreşte exclusiv dorinţei de a se păstra posibilitatea adaptării la condiţii cît mai variate.

Această dorinţă este justificată prin concluziile unei analize a factorilor care influenţează forma acestor curbe.

Aceste concluzii [1]) [11] arată că, pe de o parte, caracteristicele reţelei de canale capilare nu pot fi decît aproximativ exprimate printr-un minimum de trei sau patru parametri pentru un element finit de rocă, plus cei cîţiva parametri prin care s-ar caracteriza variabilitatea lor la scară macroscopică iar, pe de altă parte, caracteristicele suprafeţelor de contact între cele (cel puţin) 3 faze în contact (solid + 2 fluide), prin alţi 3 sau 4 parametri, plus cei prin care s-ar încerca exprimarea variabilităţii lor în spaţiu şi, mai ales, în timp, pentru a introduce în relaţia $\bar{k}_i = f(S_i)$ şi efectele histerezelor respective.

Apare deci evident că orice tentativă de simplificare a relaţiei $\bar{k}_{rel} = f(S)$ prin reducerea numărului de parametri conduce în fond la neglijarea influenţei unora dintre factorii care determină această permeabilitate.

[1]) G. Manolescu, *Curs de fizica zăcămintelor*, I.P.G.G., 1953–1956.

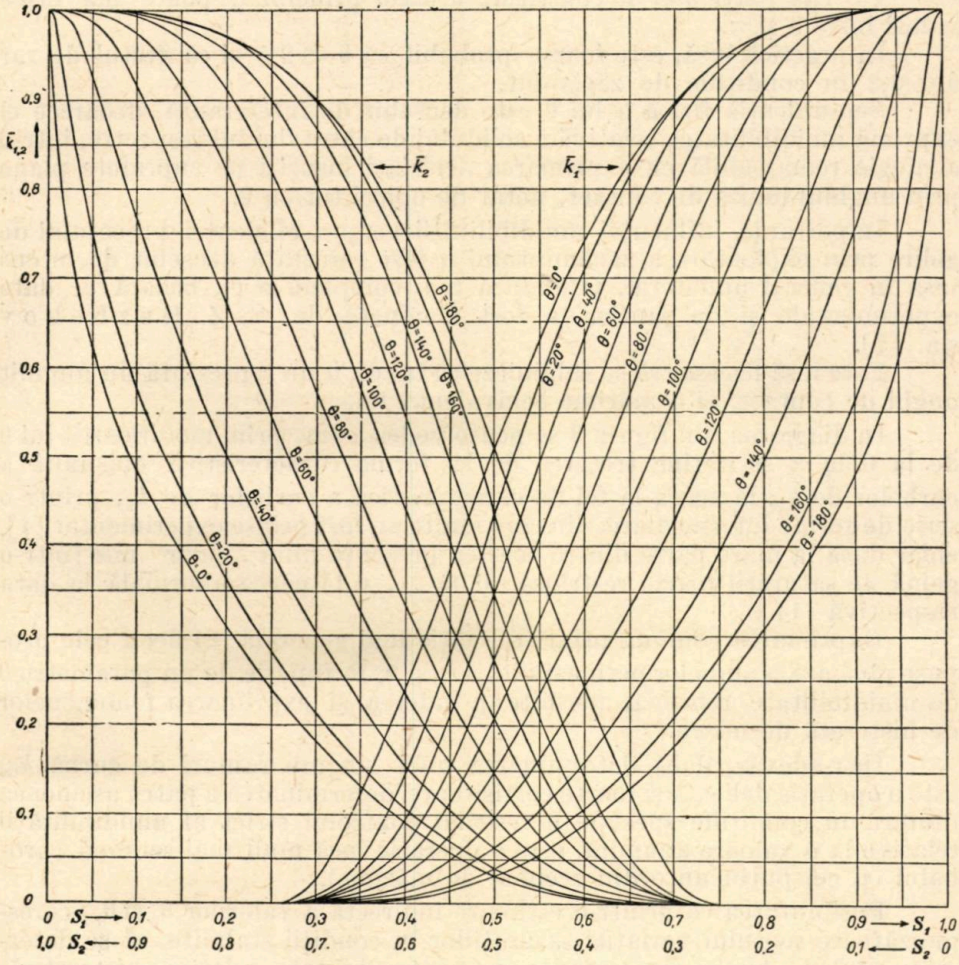


Fig. 2. — Curbe de permeabilitate relativă $\bar{k_u}$, $\bar{k_n}$ calculate prin procedeul propus, pentru valorile 0 ... 180° ale parametrului de umidibilitate, θ, pentru un caz reprezentativ $S'_u = 0{,}25 = S'_n$.

Este probabil că pentru anumite tipuri de roci, gama de variaţie a acestor parametri să fie atît de restrînsă, încît unii dintre ei să poată fi luaţi constanţi.

Astfel de exemplu $a \approx 1 \dots 4$; $b \approx 1 \dots 2$; $c \approx 0{,}3 \dots 0{,}8$; $\alpha \approx 1{,}1 \dots 2{,}5$; $\beta \approx 0{,}1 \dots 0{,}5$; $\gamma \approx 0{,}1 \dots 1{,}0$; $\delta \approx 1{,}5 \dots 3$; $\varepsilon = 1{,}5 \dots 3$.

Un caz particular îl constituie θ care, principial, poate lua orice valori între 0 şi π.

În practică însă, este foarte probabil că $\theta < 2{,}5$ şi că destul de rar $\theta < 0{,}2$ în condiţiile de zăcămînt.

Semnificaţia fizică a lui θ este deosebit de interesantă, deoarece el exprimă umidibilitatea relativă a solidului de către fluidul respectiv, într-o analogie remarcabilă cu exprimarea aceleiaşi însuşiri pe suprafeţe plane prin unghiul-limită de contact, notat de obicei tot cu θ.

Importanţa influenţei umidibilităţii asupra eficienţei procesului de golire prin exploatare a zăcămîntului a fost cercetată deosebit de intens însă în general unilateral. O analiză mai completă a ei, bazată pe date experimentale şi de şantier, a fost efectuată de S. Z. Razbekov ş.a. [7].

Este însă necesar să se sublinieze că în (6), θ nu reprezintă un anumit unghi de contact, ci o mărime echivalentă lui.

În diagrama din figura 3 se poate vedea cum, prin modificarea lui θ de la 0 la π se obţine trecerea de la forma caracteristică obişnuită a curbelor de $\bar{k}_v$, la aceea la fel de caracteristică a curbelor de $\bar{k}_n$, printr-o serie de forme intermediare, din care multe au fost prinse experimental [4], chiar dacă la mare parte dintre acestea prezenţa unui „umăr" mic (într-o gamă de saturaţii foarte restrînsă : 0,05 ... 0,1) părea anormală la data respectivă [14].

Exprimarea comună printr-o relaţie mai generală (6) decît cele propuse pînă azi, a ambelor permeabilităţi $\bar{k}_u$ şi $\bar{k}_n$ în funcţie de un parametru θ de umidibilitate relativă, permite prinderea şi exprimarea fenomenelor de histereză de udare.

Într-adevăr, dacă determinarea unei singure ramuri de curbă $\bar{k}_{rel}$ este o operaţie delicată şi foarte costisitoare, determinarea a patru asemenea ramuri, în condiţiile speciale necesitînd controlul strict al umidibilităţii relative la o valoare anumită, este o operaţie încă mult mai scumpă (probabil cu cel puţin un ordin zecimal de mărime).

Posibilitatea ca printr-o estimare indirectă a valorilor θ_p şi θ_r, corespunzătoare sensului variaţiei saturaţiilor în condiţii stabilite, să se determine ambele bucle ale curbelor de permeabilitate relativă histeretică, efectuînd un număr foarte redus de determinări de permeabilităţi efective, pentru control, apare ca excepţional de atrăgătoare prin economiile considerabile de muncă de cercetare, de calificare ridicată.

În stadiul actual al cunoştinţelor despre legitatea fenomenelor de deslocuire nu mai este permis să se facă abstracţie de existenţa efectului de histereză de desaturare asupra permeabilităţii efective.

Mai mult încă, *apare ca extrem de probabil* ca la o analiză a fenomenelor de deslocuire, chiar la scară industrială, să fie necesară introducerea în

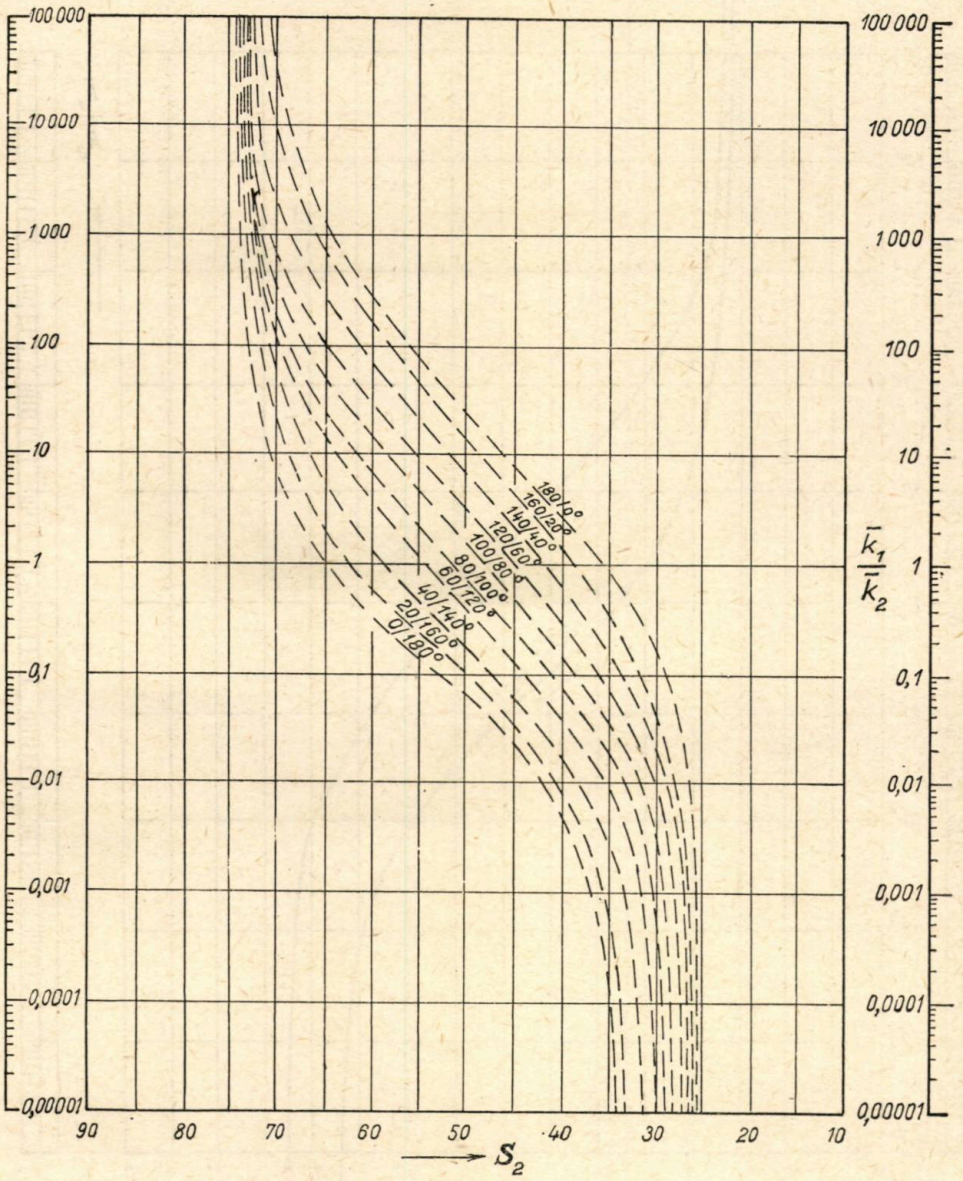


Fig. 3. — Variaţia raportului $\bar{k}_1/\bar{k}_2$ cu saturaţia. Trecerea de la notaţia $\bar{k}_{u,n}$ la $\bar{k}_{1,2}$ este destinată să sublinieze identitatea esenţială a celor două curbe de permeabilitate, vizibilă la variaţii în limite suficient de largi a parametrului de umidibilitate.

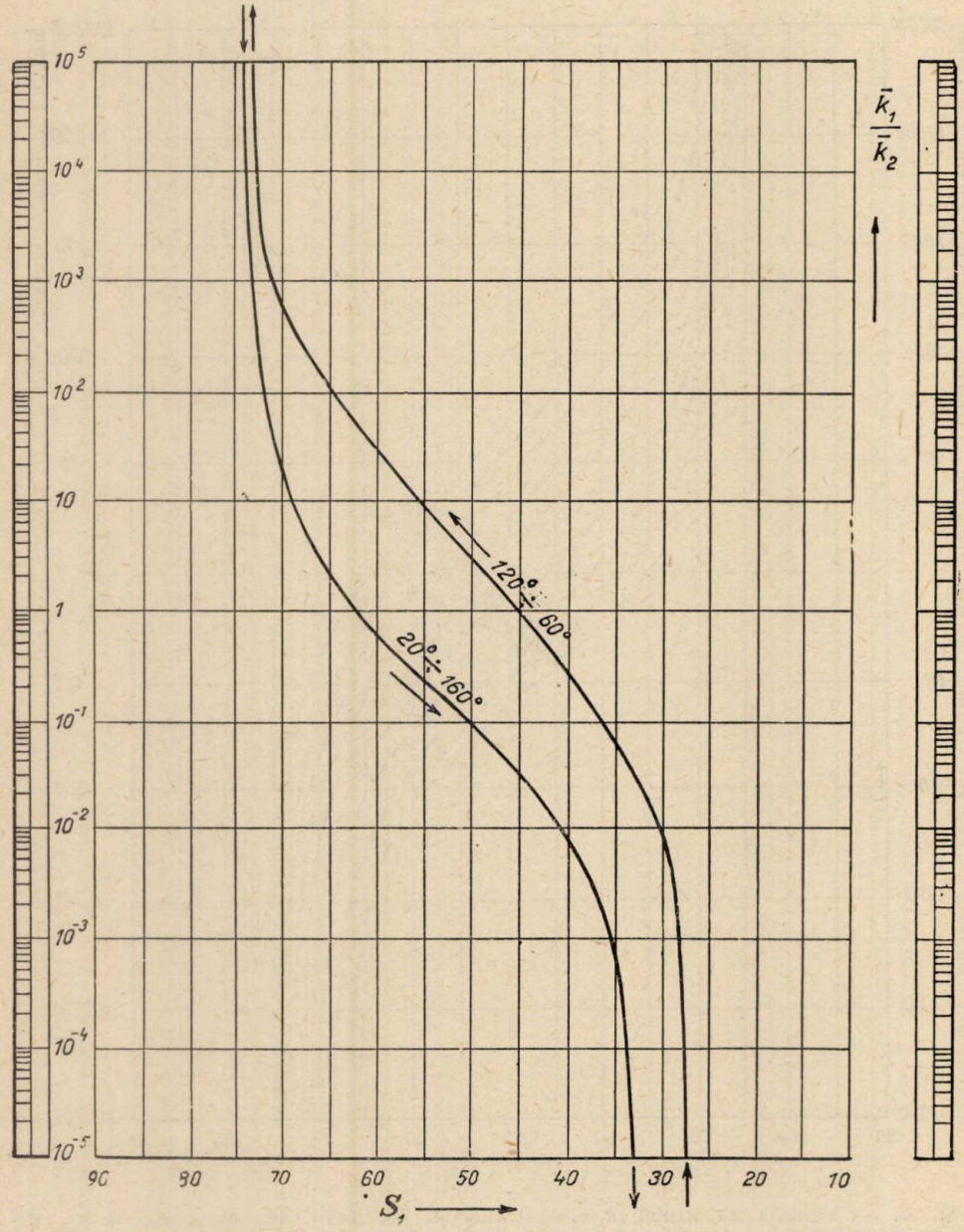


Fig. 4. — Ilustrarea efectului de histereza desaturării asupra curbelor de permeabilitate relativă $\bar{k}_1/\bar{k}_2$. Cazul $\theta_p = 120°$ şi $\theta_p = 20°$ în condiţiile din figura 2.

analiză a influenței vitezei de deslocuire asupra parametrului θ de umidibilitate relativă.

Este probabil că rezultatele cu valabilitate limitată, statistică, ale unora din lucrările cele mai amănunțite (în special din punctul de vedere al modelării și analizei dimensionale) [5], [16], [17], [22] să poată fi corectate dacă în loc de a se ține seama numai de viteză, ca factor indirect determinant al curgerii eterogene, se va introduce și influența histerezei de udare prin valoarea medie și amplitudinea de variație a lui θ.

În sprijinul acestei aserțiuni pledează de altfel și unele din concluziile trase de D. A. Efros [10].

Posibilitatea de a se introduce în calculele de prevederea și urmărirea proceselor de deslocuire, de tipul Leverett, valori ale raportului permeabilităților relative față de fazele deslocuită, respectiv deslocuitoare, corectate pentru efectul vitezei, și ținînd seama și de efectul histerezei de udare, apare deosebit de atrăgătoare prin posibilitatea de a se compara efectul mult discutat al vitezelor diferite de deslocuire-spălare.

În acest scop se pot ușor construi, plecînd de la date de natura celor din figura 2, curbe de rapoarte $\overline{k}_u/\overline{k}_n$ ca în figura 3 și buclele de histereză respective ca în figura 4.

Mai mult încă, apare posibil ca printr-o modificare convenabilă a unora dintre cei 9 parametri din ecuația (6) să se poată exprima analitic și efectul duratei de coalescență caracteristică a țițeiului, constatat experimental [1], al dispersivității țițeiului, al eteropolarității țițeiului (constatat experimental) [1]) și al conținutului de carbonați al rocii.

CONCLUZII

1. Se dau forme noi pentru ecuațiile de relație dintre saturație și permeabilitatea relativă, mai exacte fizic, incluzînd și „umărul" caracteristic curbelor de $\overline{k}_n$.

2. Se extinde noțiunea de umidibilitate relativă la o gamă largă caracterizată printr-un parametru de umidibilitate analog unghiului limită de contact ceea ce permite exprimarea printr-o singură ecuație, nu numai a curbelor de permeabilitate pentru cazurile extreme de umidibilitate, ci pentru întreaga gamă de curbe corespunzătoare gamei de condiții de umidibilitate intermediare între umidibilitatea totală și cea nulă.

3. Se dă posibilitatea de a se exprima analitic și utiliza în calculele mecanizate de proiectarea exploatării zăcămintelor de țiței și gaze, efectul modificării curbelor de permeabilitate relativă ca o consecință a modificării umidibilității relative a rocii și deci de a cuprinde fizic în analiză și efectul vitezei (ca mărime și ca sens) asupra umidibilității, permeabilității și procesului de deslocuire, precum și de a prinde cantitativ efectul histerezei de deslocuire, cu o micșorare considerabilă a volumului foarte mare de lucrări experimentale, necesare culegerii datelor de plecare ale calculului de proiectarea exploatării acestor zăcăminte.

[1]) p. 148–149 [1].

NOTAŢII

S	coeficient de saturaţie a mediului poros;
S'	coeficient de saturaţie ireductibilă (mecanic) a mediului poros, ca faza fluidă indicată prin indice, fracţie subunitară;
$\bar{k}$	permeabilitatea relativă a mediului poros faţă de faza indicată prin indice, fracţie subunitară;
x	$(1 - S_i)/(1 - S'_i)$, în particular pentru $i = n$, fracţie subunitară;
$a, b, c,$ $\alpha, \beta, \gamma, \delta, \varepsilon$	exponenţi independenţi de saturaţie însă dependenţi de caracteristicele reţelei de canale capilare, adimensionali;
θ	un parametru de natura unghiului de contact a trei faze înglobînd însă aici nu numai efectul umidibilităţii relative, ci şi pe cel al histerezei acesteia şi al histerezei de desaturare, radiani (θ_p progresiv, θ_r regresiv);
u	indice pentru faza mai umezitoare;
n	indice pentru faza mai neumezitoare;
i	indice pentru o fază oarecare, într-o stare de saturaţie, S_i oarecare.

ЕДИНЫЙ ХАРАКТЕР КРИВЫХ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ДЛЯ ЖИДКИХ И ГАЗОВЫХ ФАЗ РАЗЛИЧНОЙ СМАЧИВАЕМОСТИ ДЛЯ ПОРИСТОЙ СРЕДЫ И ВОЗМОЖНОСТИ АНАЛИТИЧЕСКОГО ИХ ВЫРАЖЕНИЯ

РЕЗЮМЕ

Основываясь на принципе единого характера кривых проницаемости — насыщения, несмотря на классические определение их, как существенно отличных, и считая, что единственное различие между ними обусловлено лишь изменением параметра смачиваемости, авторы выводят сводное единое уравнение (6), которое не толко более точно и более полно отражает более широкий интервал насыщений, сравнительно с классическими уравнениями (1 a, b, 2a, b и 3) для относительной проницаемости $\bar{k}_u$ и $\bar{k}_n$, но кроме этого позволяет выразить эффект изменения смачиваемости, а также и гистерезиса этого последнего в более общих чертах, гистерезиса насыщения — понижения насыщения.

Работа основывается на экспериментальных результатах предыдущих работ [21].

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Кривые классической формы относительной проницаемости. $\bar{k}_u$ — проницаемость по сравнению с фазой (преимущественного) „увлажнения". $\bar{k}_n$ — проницаемость в фазе (преимущественного) „неувлажнения".

Рис. 2. — Кривая относительной проницаемости $\bar{k}_u$, $\bar{k}_n$, высчитанная по предложенному способу, для значений 0° ... 180° параметра увлажнения, 0 — для представленного случая с $S'_u = 0{,}25\ S'_n$.

Рис. 3. — Изменение отношение $\bar{k}_1/\bar{k}_2$ по мере насыщения. Переход от знака $\bar{k}_{u,n}$ к знаку $\bar{k}_{1,2}$ приводится для того, чтобы подчеркнуть единство характера обеих кривых проницаемости, наблюдаемое на примере изменений в довольно широком диапазоне параметра увлажнения.

Рис. 4. — Примеры эффекта гистерезиса понижения насыщения на кривых относительной проницаемости $\bar{k}_1/\bar{k}_2$. Случай с $\theta_p = 120°$ и $\theta_p = 20°$ в условиях, приведенных на рис. 2.

UNITÉ DE LA NATURE DES COURBES DE PERMÉABILITÉ RELATIVE, PAR RAPPORT AUX PHASES FLUIDES D'HUMIDIVITÉ DIFFÉRENTE D'UN MILIEU POREUX, ET POSSIBILITÉ DE LES METTRE SOUS UNE FORME ANALYTIQUE

RÉSUMÉ

Partant de l'idée que les courbes de perméabilité relative — saturation, classiquement considérées différentes dans leur essence (avec et, respectivement, sans «épaule» — v. fig. 1) sont toutefois de la même nature, ne différant entre elles que par la variation d'un paramètre d'humectance, les auteurs proposent une équation générale unique (6) qui, non seulement représente chacune des perméabilités $\bar{k}_u$ et $\bar{k}_n$, bien plus exactement et dans un domaine plus étendu de saturations que les équations classiques (1 a, b ; 2 a, b ; 3), mais encore permet d'exprimer l'effet de la variation de l'humectance et de son hystérèse et, d'une manière plus générale, de l'hystérèse de saturation — désaturation.

Le travail est fondé sur les résultats des expériences déjà présentées antérieurement [21].

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Forme classique des courbes de perméabilité relative. $\bar{k}_u$ = perméabilité par rapport à la phase (de préférence) « humectante » ; $\bar{k}_n$ = perméabilité par rapport à la phase (de préférence) « non humectante ».

Fig. 2. — Courbes de perméabilité relative. $\bar{k}_u$, $\bar{k}_n$ calculées par le procédé proposé, pour des valeurs de 0° à 180° du paramètre d'humectance θ, dans un cas représentatif $S'_u = 0{,}25 = S'_n$.

Fig. 3. — Variation du rapport $\bar{k}_1/\bar{k}_2$ avec la saturation. Le passage de la notation $\bar{k}_{u,n}$ à $\bar{k}_{1,2}$ a pour objet de faire ressortir l'identité essentielle des deux courbes de perméabilité, visible même lorsque le paramètre d'humectance varie dans un intervalle assez large.

Fig. 4. — Illustration de l'effet de l'hystérèse de désaturation sur les courbes de perméabilité relative $\bar{k}_1/\bar{k}_2$. Cas où $\theta_p = 120°$ et $\theta_p = 20°$, dans les conditions de la figure 2.

BIBLIOGRAFIE

1. Бабалиан Г. А., *Вопросы механизма нефтеотдачи*, Азербайджанский государственный нефтяной и научной-технический институт, Баку, 1956, 142, 143, 148—149, 150—151.
2. Березин В. М., *Новые методы определения нефтенасыщенности образцов пород*, Труды УФНИ, 1957, **II**.
3. Botset H. G., *Flow of gas-liquid mixtures through consolidated sands*, Trans. AIME, 1940, *136*, 91.
4. Brownscombe E. R., *Laboratory determination of relative permeability*, OGJ, 1950, 9.II,66.
5. Бурцев И. Б., *Экспериментальные исследования нефтеотдачи при вытеснении нефти водой*, Труды ВНИИ, 1957, **XXIII**.
6. Чарный И. А., *Основы подземной гидравлии*, Гостоптехиздат, Москва, 1956.
7. Cloud W. F., *Variation of pressure gradient with distance of rectilinear flow of gas saturated oil and unsaturated oil through unconsolidated sands*, Trans. AIME, 1930, *86*, 837.
8. Ефрос Д. А., *Движение водо-нефтяной смеси в системе скважин*, Труды ВНИИ, 1958, **XII**, 3—32 и 22.
9. — *Расчеты нефтеотдачи при вытеснении нефти водой*, в *Разработка нефтяных месторождений с забойным давлением ниже давления насыщения*, Труды ВНИИ, 1958, **XXV**, 15—23.
10. — *Определение относительной проницаемости и функции их распределений при вытеснение нефти водой*, Докл. Ак. Наук СССР, 1956, **110**, *5*, 746—749.
11. Fatt I., *The network model of porous media*, T. P., 4272, Trans. AIME, 1956, *207*, 144—181.
12. Gărdescu I., *Behavior of gas bubbles in capillary spaces*, Trans. AIME, 1930, *86*, 351.
13. Geffen T. M. et al., *Experimental investigation of factors affecting laboratory relative permeability measurements*, Trans. AIME, 1951, *192*, 99.
14. Hassler G. L., Rice R. R. a Leeman E. H., Trans. AIME, 1936, *118*, 116.
15. Jamin J. C., C.R. Acad. Sci. Paris, 1860, **60**, 172.
16. Jones-Parra et al., *A theoretical and experimental study of constant rate displacement in water-wet systems*, Producers Monthly, 1954, *18*, 3.
17. Jordan T. K. et al., *Effect of rate on oil recovery by water flooding*, Oil a. Gas J., 13 May 1957.
18. Котяхов Ф. И., *Основы физики нефтяного пласта*, Гостотпехиздат, Москва, 1956.
19. Котяхов Ф. И. и другие, *О некоторых методах определения коэффициентов нефтеотдачи пласта при вытеснении нефти водой*, Труды ВНИИ, 1957, **XXIII**.
20. Leverett M. C., *Flow of oil-water mixtures through unconsolidated sands*, Trans. AIME, 1939, *132*, 162—169.
21. Manolescu G., *Asupra umidibilităţii rocilor colectoare*, Bul. I.P.G.G., 1961, *6*.
22. Newcombe T. et al., *Wettabillity versus displacement in water flooding in unconsolidated sand columns*, J. Petrol. Tech., 1955, **7**, *12*.
23. Оркин К. Г. и Кучинский П. К., *Физика нефтяного пласта*, Гостоптехиздат, Москва, 1955.
24. — *Лабораторные работы по курсу „Физика нефтяного пласта"* Гостоптехиздат, Москва, 1953.
25. Пирвердиан А. М., *Движение двухфазной несжимаемой смеси в пористой среде*, Прикладная математика и механика, 1952, **XVI**, *6*, 711—716.
26. Проняков И. Т., *Некоторые вопросы определения нефтеотдачи пластов по промысловым данным*, Труды ВНИИ, 1957, **XXIII**.
27. Разбеков Ф. З. и другие, *К изучению процессов вытеснения нефти из пористой среды*, Труды ВНИИ, 1957, **XXIII**.
28. Rose W. D., *Theoretical generalisation leading to the evaluation of relative permeability*, Trans. AIME, 1949, *186*, 111.
29. Welge H. G., *A simplified method for computing oil recovery by gas or water drive*, Trans. AIME, 1952, *195*, 91.
30. Wyckoff a. Botset H. G., *Flow of gas-liquid mixtures through sands*, Physics, 1930, *7*, 325.

F 1329

KAT

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

4

TOMUL VI
1961

studii şi cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ERATĂ

Pag.	rîndul	în loc de:	se va citi:	greşeala provine din vina:
515	6 de sus	**Fissurrellidae**	**Fissurellidea**	autorului
„	10 „ „	**Fissurellidae**	**Fissurellidea**	„
„	12 şi 13 de sus	*Fissurellidae*	*Fissurellidea*	„

Studii şi cercetări de geologie nr. 3/1961

GEOLOGIE

4

TOMUL VI

1961

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie, geofizică și geografie; GR. RĂILEANU, dir. adj. al Institutului de geologie, geofizică și geografie — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție*.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VI, nr. 4 1961

SUMAR

Pag.

ELISABETA HANGANU, Specii ale genului *Valenciennesia* întîlnite în pliocenul dintre valea Teleajenului şi valea Prahovei 639

MARIA ŞURARU, Forme noi de coralieri din cretacicul superior al bazinului Borodului 653

N. FLOREI, Contribuţii la cunoaşterea faunei miocene de la Zorlenţul-Mare (Banat) 667

AURELIA BĂRBULESCU, Contribuţii la studiul jurasicului din valea Tichileştilor (r. Hîrşova). Notă preliminară 699

M. DUMITRIU şi CRISTINA DUMITRIU, Analize de orientare texturală şi direcţii de transport ale sedimentelor 709

VIRGIL GHIURCA, Contribuţii la cunoaşterea faunei de bryozoare tortoniene din „Ţara Chioarului" (Bazinul Baia-Mare). Notă preliminară 719

E. LITEANU, A. PRICĂJAN şi G. BALTAC, Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării 743

M. SAVUL şi V. POMÎRLEANU, Date preliminare asupra temperaturii de formare a cuarţului din zăcămîntul hidrotermal de la Săsar (Baia-Mare) . . 763

CONSTANTINA STANCIU, Contribuţii la cunoaşterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice 773

INDEX ALFABETIC 789

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VI, nº 4 1961

SOMMAIRE

Page

ELISABETA HANGANU, Espèces du genre *Valenciennesia* rencontrées dans le Pliocène entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Prahova . . . 639

MARIA ŞURARU, Nouvelles formes de Coralliaires dans le Crétacé supérieur du bassin du Borod 653

N. FLOREI, Nouvelles données sur la faune miocène de Zorlenţul-Mare (Banat) 667

AURELIA BĂRBULESCU, Contribution à l'étude du Jurassique de la vallée de Tichileşti (district de Hîrşova). Note préliminaire 699

M. DUMITRIU et CRISTINA DUMITRIU, Analyse d'orientation texturale et de directions de transport des sédiments 709

VIRGIL GHIURCA, Nouvelles données sur la faune de Bryozoaires tortoniens de la «Ţara Chioarului» (Bassin de Baia-Mare). Note préliminaire 719

E. LITEANU, A. PRICĂJAN et G. BALTAC, Les transgressions du territoire du delta du Danube par la mer Noire au Quaternaire 743

M. SAVUL et V. POMÎRLEANU, Données préliminaires sur la température de formation du quartz dans le gisement hydrothermal de Săsar (Baia-Mare) 763

CONSTANTINA STANCIU, Nouvelles données sur les transformations hydrothermales des roches andésitiques 773

INDEX ALPHABÉTIQUE 789

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VI, № 4 1961

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

ЕЛИЗАБЕТА ХАНГАНУ, Различные виды рода Valenciennesia, развитые в плиоценовых отложениях, на участке между долинами Теляжена и Праховы 639

МАРИЯ ШУРАРУ, Новые формы коралловых в верхнемеловых отложениях бассейна Бород 653

Н. ФЛОРЕЙ, К изучению миоценовой фауны в районе Зорленцул-Маре (Банат) 667

АУРЕЛИЯ БЭРБУЛЕСКУ, К изучению юрских отложений по долине Тикилештилор (район Хыршова). Предварительное сообщение . 699

М. ДУМИТРИУ и КРИСТИНА ДУМИТРИУ, Анализ текстурной ориентировки и направления переноса осадков 709

ВИРДЖИЛ ГЮРКА, К изучению тортонской мшанковой фауны в районе „Цара Киоарулуй" (Бассейн Бая-Маре). Предварительное сообщение 719

Е. ЛИТЯНУ, А. ПРИКЭЖАН и Г. БАЛТАК, Четвертичные трансгрессии Черного моря на территории Дунайской дельты 743

М. САВУЛ и В. ПОМЫРЛЯНУ, Предварительные данные о температуре образования кварца на гидротермальном месторождении Сэсар (Бая-Маре) 763

КОНСТАНТИНА СТАНЧИУ, К изучению гидротермальных изменений в андезитовых породах 773

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 789

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

SPECII ALE GENULUI *VALENCIENNESIA* ÎNTÎLNITE ÎN PLIOCENUL DINTRE VALEA TELEAJENULUI ŞI VALEA PRAHOVEI

DE

ELISABETA HANGANU

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, *membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 17 octombrie 1961*

În depozitele pliocene din Subcarpaţi, caracterizate în special prin prezenţa cardiaceelor, depozite care au fost atribuite etajelor ponţian şi dacian, se întîlnesc frecvent cochilii sau mulaje de cochilii aparţinînd genului *Valenciennesia*.

Din literatură rezultă că, în anul 1842, Rousseau a folosit pentru acest gen două denumiri: *Valenciennensis* (în atlas) şi *Valenciennius* (în text) fără a da descrierea formei.

Abia în 1858 Fischer îi dă diagnoza şi totodată înlocuieşte denumirile folosite de Rousseau cu aceea de *Valenciennesia*.

Sub această din urmă denumire au fost descrise resturile întîlnite în depozitele pliocene din ţara noastră pînă în anul 1942, cînd W. Wenz (10) revine la denumirea dată de Rousseau în text, aceea de *Valenciennius*.

Ne aflăm astfel în situaţia de a folosi două denumiri pentru unul şi acelaşi gen.

Respectînd hotărîrile luate cu ocazia Congresului Zoologic Internaţional, ţinut în anul 1927, cu care ocazie s-a stabilit şi legea priorităţii, folosim în lucrarea de faţă numele dat de Fischer, deoarece autorul citat a fost primul care a eliminat acest gasteropod din lista nomina nuda.

Resturi aparţinînd acestui gen au fost găsite pentru prima dată în pliocenul din Romînia, în anul 1867, de către Hofmann între Arcani şi Brădiceni, în apropiere de Tg.-Jiu, iar în 1884 s-a recoltat dintr-un foraj pentru petrol, localizat tot lîngă Tg.-Jiu, o colecţie de fosile pliocene,

între care Bittner a determinat specia *Valenciennesia annulata* Rousseau (9).

În 1896 Sabba Ştefănescu (9) menţionează că a întîlnit resturi de *Valenciennesia* la Peştişani lîngă Tismana; în acelaşi timp descrie şi figurează un exemplar de *Valenciennesia* recoltat de V. Anastasiu dintr-un foraj de la Arcani şi îl determină ca *Valenciennesia annulata* Rousseau.

Aproape în toate lucrările asupra pliocenului apărute după 1896, resturile aparţinînd acestui gasteropod sînt menţionate generic sau sînt atribuite speciei *Valenciennesia annulata* Rousseau. Excepţie face R. Newton Bullen (8) care, în 1905, semnalează şi descrie în depozitele ponţiene de la Buştenari o specie nouă de *Valenciennesia* pe care o denumeşte *V. Roumaniensis* n. sp.

În această privinţă, şi în ţara noastră s-a petrecut acelaşi fapt ca şi în Slovenia şi Croaţia, unde majoritatea resturilor de *Valenciennesia* au fost atribuite speciei *annulata*, cu toate că prin lucrările lui R. Hoernes (4), S. Brusina (1), M. Neumayr şi C. Paul (7) ş.a. între 1874 şi 1897 au fost determinate şi descrise mai multe specii ale acestui gen.

Lucrarea lui K. Gorjanović-Kramberger apărută în anul 1901 (3) reprezintă o contribuţie valoroasă pentru înlăturarea acestei erori, autorul menţionat făcînd o sistematizare foarte documentată, după caractere precise, a diferitelor specii de *Valenciennesia* întîlnite în depozitele pliocene din Slovenia, Croaţia şi Ungaria.

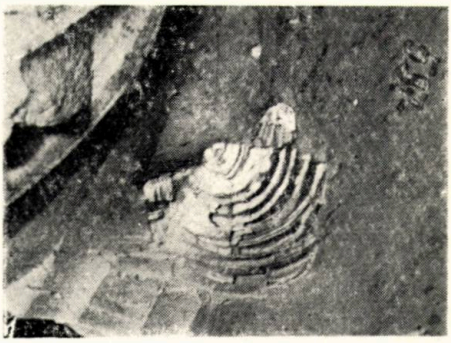
RESTURI DE *VALENCIENNESIA* ÎN PLIOCENUL DINTRE VALEA TELEAJENULUI ŞI VALEA PRAHOVEI

Cu ocazia studiilor făcute de noi în zona pliocenă dintre văile Teleajenului şi Prahovei, am recoltat numeroase exemplare de *Valenciennesia* bine păstrate, precum şi foarte multe fragmente din cochilia acestui gasteropod.

Exemplarele recoltate de noi provin din toate cele patru orizonturi ale ponţianului în care noi includem şi ceea ce s-a separat ca dacian, şi anume: orizontul cu *Valenciennesia* şi *Paradacna abichi* R. Hoernes (P_1), orizontul cu *Congeria rhomboidea* M. Hörnes (P_2), orizontul cu *Phyllocardium planum planum* Desh. (P_3) şi orizontul cu *Prosodacna* şi *Stylodacna* — dacianul (P_4).

Din cele peste 50 de exemplare întregi sau fragmente mai mari, numai un număr de 31 sînt determinate.

În determinările făcute de către cercetătorii amintiţi mai sus, s-au luat în consideraţie următoarele caractere ale genului *Valenciennesia*: mărimea, forma, înălţimea, numărul şi forma coastelor, mărimea, forma şi poziţia sinusului sifonal. Cum unele dintre aceste caractere variază mai ales în legătură cu vîrsta, am căutat să bazăm determinările noastre pe date care se menţin constante, indiferent de stadiul de dezvoltare, şi anume: raportul dintre axa mică şi axa mare a elipsei peristomale, pe



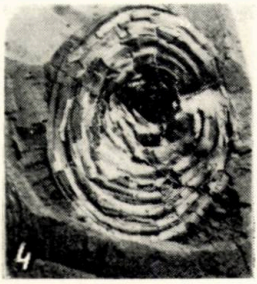


Fig. 1. — *Valenciennesia* sp. 1 (1 ×). Ponțian 1; valea Doftăniță (Bușteneri).
Fig. 2. — *Valenciennesia* sp. 2 (1,5 ×). Ponțian 2; valea Gloduri (Mălăești).
Fig. 3. — *Valenciennesia alta* Gorj.-Kramb. (1 ×). Ponțian 2; valea Ursoaia Mare (Coțofenești).
Fig. 4. — *Valenciennesia intermedia* Gorj.-Kramb. (1 ×). Ponțian 1; valea Doftăniță (Bușteneri).
Fig. 5. — *Valenciennesia* sp. 3 (1 ×). Ponțian 3; valea Telega (Telega).

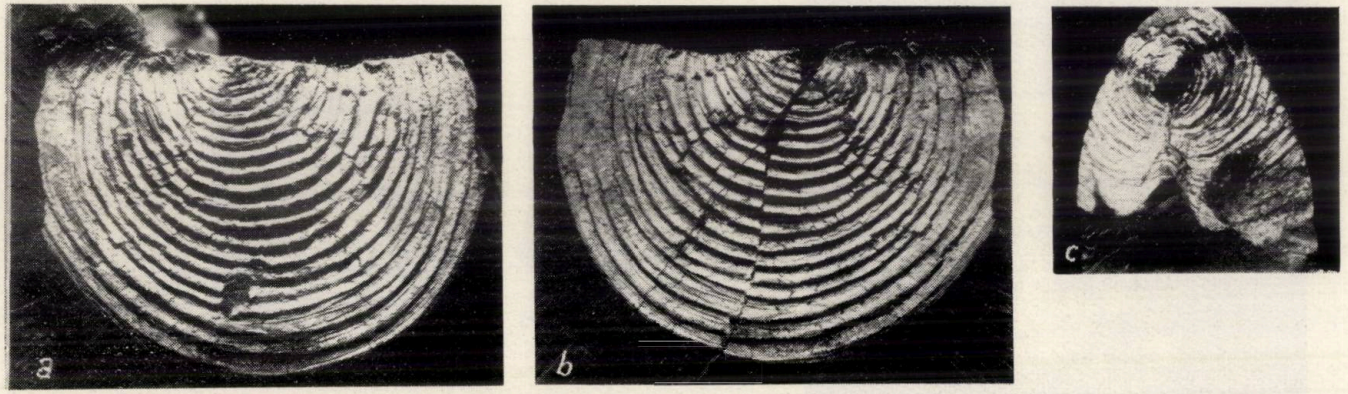


Fig. 6 *a*, *b* şi *c*. — *Valenciennesia* sp. 4 (1 ×). Ponţian 1 ; valea Gloduri (Mălăeşti).

Fig. 7. — *Valenciennesia annulata* Rousseau (1 ×). Ponţian 2 ; valea Ursoaia Mare (Coţofeneşti).

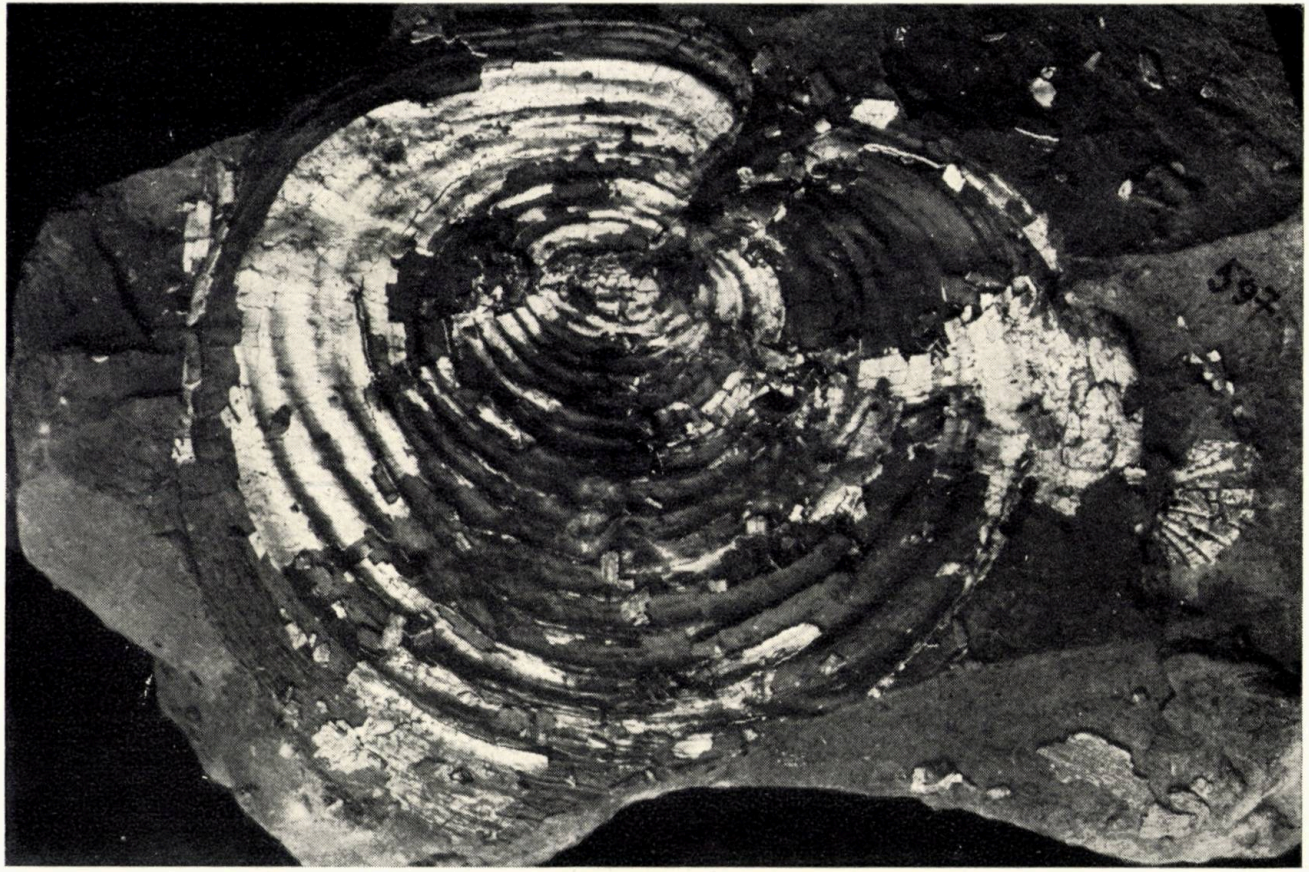


Fig. 10. — *Valenciennesia* sp. 5 (1×). Ponțian 1 ; valea Doftănița (Bușteanari).

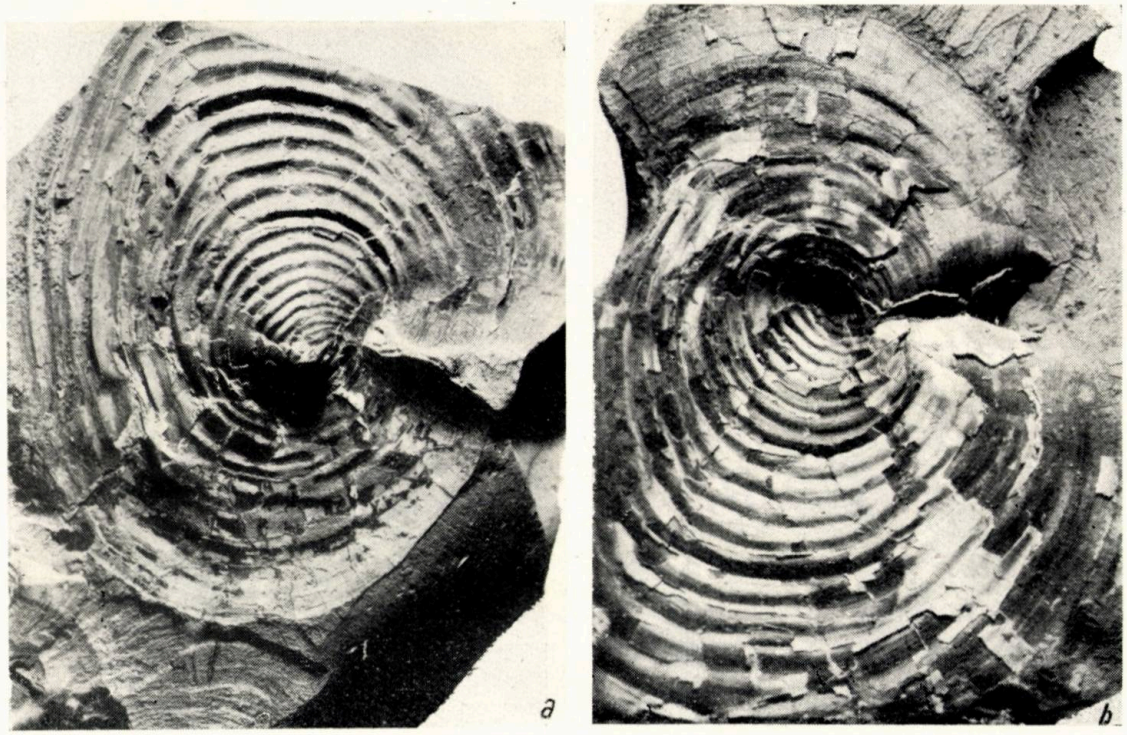


Fig. 8 *a* și *b*. — *Valenciennesia* cf. *pauli* R. Hoernes (1 ×). Ponțian 1 ; valea Doftăniță (Bușteanari).

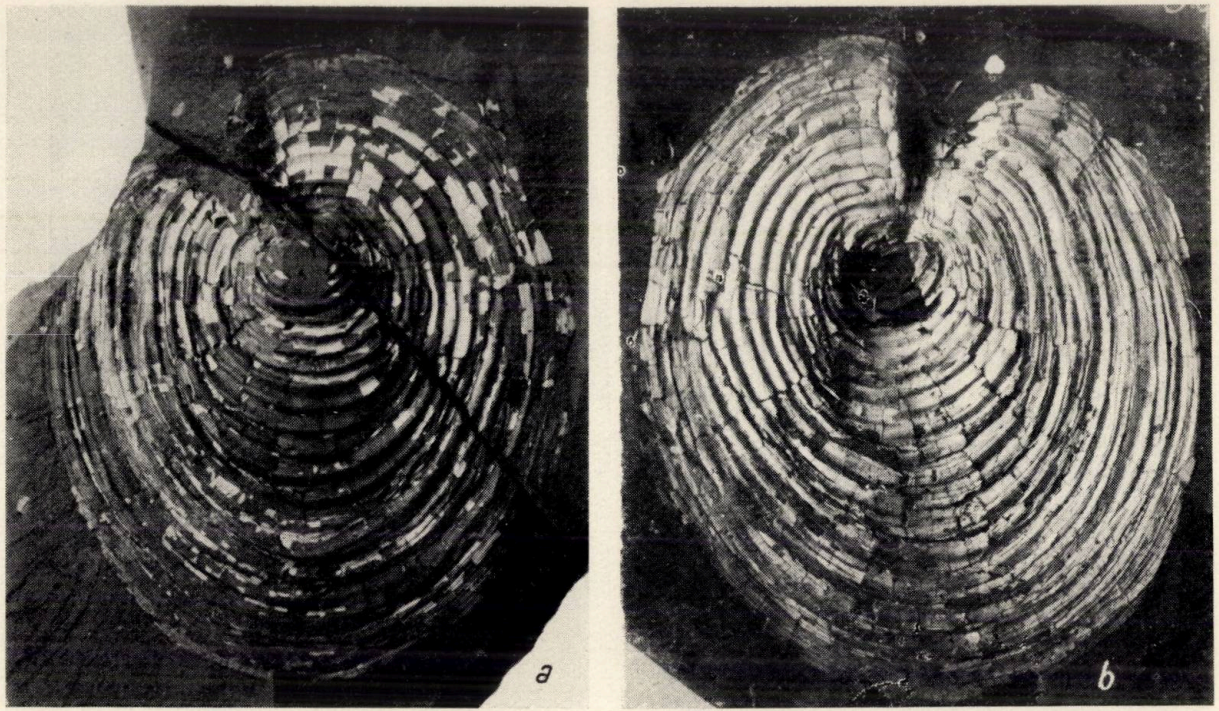


Fig. 9 *a* și *b*. — *Valenciennesia elliptica* n. sp. (1 ×). Ponțian 1; valea Gloduri (Mălăești).

care l-am denumit indice de elipticitate (E); raportul dintre înălțimea și axa mare a peristomului, căruia i-am dat numele de indice de convexitate (C) și care arată gradul de aplatisare al formelor, unghiul format de șanțul sifonal cu axa mare a elipsei peristomale. Aceste caractere sînt esențiale în determinarea speciilor, iar variațiile de ornamentație ar putea constitui caractere pe care să se bazeze stabilirea de varietăți.

După mărimea axelor elipsei peristomale, am împărțit cochiliile de *Valenciennesia* în: cochilii mici, a căror axă mare este mai mică de 50 mm; cochilii mijlocii, care au axa mare a elipsei peristomale cuprinsă între 50 și 70 mm, și cochilii mari, a căror axă mare a elipsei peristomale depășește 70 mm.

În ceea ce privește gradul de aplatisare grupăm formele de *Valenciennesia* în: forme înalte, care au C mai mare de 0,3; forme moderat aplatisate, avînd indicele de convexitate cuprins între 0,3 și 0,1 și forme aplatisate, cu indicele de convexitate mai mic decît 0,1.

După caracterele esențiale menționate, am putut stabili între formele cercetate de noi 10 tipuri diferite definite prin următoarele caractere:

Tipul I. Formă mică, circulară, moderat aplatisată cu sinusul sifonal larg avînd unghiul sifonal mai mare de 45°. Din acest tip dispunem de un singur exemplar.

Tipul II. Formă mică, circulară, moderat aplatisată, cu sinusul sifonal îngust, cu unghiul sifonal mai mic de 45°. Din acest tip nu dispunem decît de un singur exemplar.

Tipul III. Formă mică, eliptică, înaltă, cu șanțul sifonal larg sau îngust al cărui unghi sifonal este mai mic de 45°. Șase exemplare din colecția noastră aparțin acestui tip.

Tipul IV. Formă mică, circulară, moderat aplatisată, cu șanțul sifonal îngust și cu unghiul sifonal mai mic de 45°. Acestui tip îi corespund cinci exemplare din colecția de care dispunem.

Tipul V. Formă mijlocie, circulară, moderat aplatisată, cu șanț sifonal îngust, avînd unghiul sifonal mai mare de 45°. Din acest tip nu avem decît un singur exemplar.

Tipul VI. Formă mijlocie, circulară, aplatisată, cu șanțul sifonal larg, avînd unghiul sifonal mai mic de 45°. Din acest tip dispunem de trei exemplare.

Tipul VII. Formă mijlocie, eliptică, moderat aplatisată, cu sinus sifonal pronunțat, îngust, formînd un unghi sifonal mai mic de 45°. Două dintre formele de care dispunem aparțin acestui tip.

Tipul VIII. Formă mare, circulară, eliptică, moderat aplatisată, cu șanțul sifonal larg, formînd un unghi sifonal mai mic de 45°. Cu aceste caractere se prezintă 4 dintre exemplarele de care dispunem.

Tipul IX. Formă mare, eliptică, aplatisată, cu sinus sifonal larg, avînd unghiul sifonal mai mic de 45°. Acestui tip îi aparțin 7 exemplare din colecția noastră.

Tipul X. Formă mare, eliptică, cu axul mare al elipsei paralel cu observatorul, aplatisată, cu șanț sifonal larg care formează cu axa mică a elipsei peristomale un unghi sifonal mai mic de 45°. Dispunem de un singur exemplar.

CARACTERELE MORFOLOGICE ALE EXEMPLARELOR DE *VALENCIENNESIA* APARȚINÎND TIPURILOR STABILITE

Valenciennesia sp. 1

(Pl. I, fig. 1)

Exemplarul aparținînd tipului I de *Valenciennesia* a fost întîlnit în complexul inferior (P_1) al ponțianului pe un afluent al văii Doftănița.

Formă circulară, de talie mică, avînd diametrul peristomal de 28 mm.

Înălțimea acestui exemplar este de 4 mm, căruia îi corespunde un indice de convexitate de 0,14 și deci o aplatisare moderată.

Sinusul sifonal este accentuat, larg, cu fundul striat, iar unghiul sifonal este de aproape 90°.

Apexul este puțin curbat și deviat în planul bisector al unghiului sifonal.

Curbura anterioară a cochiliei este destul de accentuată în porțiunea apexului, aplatisîndu-se spre peristom; partea posterioară se aplatisează lent.

Ornamentația părții anterioare a cochiliei constă din 15 coaste fine în regiunea apexului, pronunțate distinct și cu profil unghiular în zona mijlocie, rotunjite, striate și mai puțin distincte spre partea posterioară. Caracterul general al costulației anterioare este scalariform.

Spre partea posterioară costulația se atenuează din ce în ce mai mult, cochilia devenind numai striată în zona sinusului sifonal.

Acest exemplar nu corespunde cu niciuna din speciile cunoscute pînă acum. Credem că este o specie nouă, însă neavînd la dispoziție decît un singur exemplar, nu-i dăm încă un nume rezervîndu-ne acest drept mai tîrziu. Pentru moment o indicăm cu denumirea *Valenciennesia* sp. 1.

Valenciennesia sp. 2

(Pl. I, fig. 2)

Formă de talie mică, eliptic-circulară, avînd axa mare de 45 mm iar axa mică de 42 mm, cu indicele de elipticitate 0,93.

Înălțimea cochiliei este de 6 mm, căreia îi corespunde un indice de convexitate de 0,13, adică o aplatisare moderată.

Sinusul sifonal este pronunțat, larg, striat, formînd cu axa mare a peristomului un unghi de 35°.

Apexul este robust și deviat în unghiul șanțului sifonal.

Curbura anterioară este moderată în zona apexului, aplatisîndu-se spre peristom; în partea posterioară curbura devine bruscă în zona apicală și se aplatisează treptat spre zona orală.

Partea anterioară este ornamentată cu 18—20 de coaste distincte, unghiulare, striate, ce tind mai ales spre partea stîngă a cochiliei să se

contopească cîte două într-o singură coastă, care se urmăreşte pe partea posterioară, şi din această cauză numărul coastelor pe această parte este mai mic decît pe partea anterioară. Spaţiul intercostal are fundul rotunjit sau plat.

Nedispunînd decît de un singur exemplar, care provine din orizontul P_1 al ponţianului de pe valea Gloduri — Mălăeşti, dăm acestui exemplar denumirea de *Valenciennesia* sp. 2 pînă la găsirea altor exemplare, cu aceleaşi caractere, cînd ne vor permite să afirmăm cu certitudine că acesta reprezintă o specie nouă.

Valenciennesia alta Gorj.-Kramb.

(Pl. I, fig. 3)

1901 *Valenciennesia alta* Kramb.-Gorj. (3), pl. 10, fig. 2—4.

Cele şase exemplare ce aparţin tipului al treilea de *Valenciennesia*, după mărimea axelor peristomului, care variază între 12—45 mm pentru axa mare şi 10—32 mm pentru axa mică, cu un indice de elipticitate cuprins între 0,78 şi 0,96; după înălţimea cochiliei ce variază între 6 şi 21 mm, căreia îi corespunde un indice de convexitate de 0,34—0,50, deci o cochilie înaltă; după sinusul sifonal distinct larg sau îngust; după unghiul sifonal care variază între 50 şi 73°, precum şi după ornamentaţia cochiliei corespund cu specia *Valenciennesia alta* Gorj.-Kramb. Exemplarele studiate de noi aparţinînd acestei specii provin din complexul P_2 de pe valea Ursoaia Mare — Coţofeneşti, din complexul P_3 de pe valea Doftanei şi din complexul P_4 de pe valea Doftanei şi Valea Rea.

Valenciennesia intermedia Gorj.-Kramb.

(Pl. I, fig. 4)

1901 *Valenciennesia intermedia* Kramb.-Gorj. (3), pl. 9, fig. 7, b.
1901 *Valenciennesia intermedia* Kramb.-Gorj.; R. Hoernes (5), p. 230—232.

Caracterele morfologice pe care le prezintă cele cinci exemplare ce aparţin celui de-al patrulea tip de *Valenciennesia* corespund cu acelea din diagnoza dată de K. Gorjanović-Kramberger.

Pentru o mai precisă definire a acestei specii vom da o serie de date stabilite prin măsurători biometrice. Astfel: indicele de elipticitate este cuprins între 0,79 şi 0,91; indicele de convexitate variază între 0,14 şi 0,29, ceea ce indică o aplatisare moderată; unghiul sifonal variază între 25 şi 45° în general fiind mai mic de 45°.

Formele cercetate de noi provin din complexul P_1 de pe valea Doftăniţa, din complexul P_2 de pe valea Ursoaia Mare, din complexul P_3 de pe valea Gloduri — Mălăeşti şi din complexul P_4 de pe valea Runcului.

Valenciennesia sp. 3
(Pl. I, fig. 5)

Formă aproape circulară, eliptică, de talie mică, avînd axa mare a elipsei de 50 mm, iar axa mică de 45 mm corespunzînd unui indice de elipticitate de 0,90.

Înălțimea cochiliei este de 12 mm la care corespunde un indice de convexitate de 0,24, deci o aplatisare moderată.

Sinusul sifonal, destul de pronunțat, este îngust și formează cu direcția axei mari a elipsei peristomale un unghi de circa 90°.

Apexul este dezvoltat și situat în planul axei mari a elipsei peristomale.

Partea anterioară a cochiliei este accentuat curbată, aplatisîndu-se brusc pe o suprafață îngustă din zona orală; partea posterioară este ușor înclinată, cu o zonă de aplatisare dezvoltată.

Cochilia este ornamentată pe partea anterioară cu 10—12 coaste, dintre care unele distincte, unghiulare, separate între ele prin șanțuri adînci; altele sînt late și cu un șanț pe ele, separate prin spații intercostale largi. Spre partea posterioară, coastele de pe partea anterioară fuzionează dînd naștere unui număr redus de coaste (3—4) sau se șterg complet spre marginea orală, care este doar striată.

Caracterele pe care le prezintă unicul exemplar de care dispunem și care aparține tipului V de *Valenciennesia*, nu se întîlnesc la speciile cunoscute. Acest fapt ne-ar face să credem că avem de-a face cu o specie nouă, dar din cauza unui material insuficient, o denumim deocamdată *Valenciennesia* sp. 3, rezervîndu-ne dreptul de a o denumi atunci cînd vom dispune de mai multe exemplare.

Forma pe care am descris-o provine din complexul P_2 al ponțianului de pe valea Telega.

Valenciennesia sp. 4
(Pl. I, fig. 6, *a*, *b* și *c*)

Formă circulară, de talie mijlocie, avînd diametrul de 53—58 mm.

Înălțimea cochiliei este de 2—3 mm, căreia îi corespunde un indice de convexitate de 0,037—0,050, deci este accentuat aplatisată.

Sinusul sifonal este larg, striat pînă la costulat, formînd cu diametrul din planul apexului un unghi de 35—40°.

Apexul este puțin dezvoltat și simplu recurbat spre partea posterioară.

Partea anterioară a cochiliei este ușor curbată, în timp ce partea posterioară este complet plană.

Pe partea anterioară se disting 22 de coaste unghiulare sau rotunjite distincte în cele 2/3 dinspre apex, în timp ce în treimea peristomală sînt late, striate şi puţin distincte.

Spre partea distinctă costulaţia este mai puţin evidentă, însă dispusă cu aceeaşi regularitate ca şi pe partea anterioară.

Prin aplatisarea foarte pronunţată, prin mărimea unghiului sifonal, prin forma şi regularitatea coastelor, cele trei exemplare care aparţin tipului VI de *Valenciennesia* par a se deosebi de speciile cunoscute pînă acum. Nedispunînd încă de exemplare întregi, pentru a putea stabili cu precizie caracterele acestui tip şi a da o diagnoză completă, denumim specia respectivă *Valenciennesia* sp. 4, rezervîndu-ne dreptul de a o atribui unei specii noi atunci cînd vom dispune de date suplimentare.

Cele trei exemplare pe care le-am cercetat provin din complexul P_1 al ponţialului de pe valea Gloduri — Mălăeşti.

Valenciennesia annulata Rousseau

(Pl. I, fig. 7)

1896 *Valenciennesia annulata* Rousseau ; S. Ştefănescu (9), 104, pl. 9, fig. 34—35.
1901 *Valenciennesia annulata* Rousseau ; Gorj.-Kramb. (3), 128.
1918 *Valenciennesia annulata* Rousseau ; Ionescu-Argetoaia (6), 434, pl. 14, fig. 1—2.
1942 *Valenciennius annulatus* Rousseau ; W. Wenz (10), 68, pl. 24, 25, fig. 381—383 ; pl. 71, fig. 743.

În afară de caracterele care se cuprind în diagnozele date de S. Ştefănescu, K. Gorjanović-Kramberger, W. Wenz, mai sînt de adăugat următoarele : indicele de elipticitate este de 0,82, indicele de convexitate 0,22, ceea ce corespunde la o formă de trecere de la moderat aplatisată — la una înaltă ; sinusul sifonal este pronunţat mai mult îngust şi neted, iar unghiul sifonal de 42—45°.

Aceste caractere situează cele două exemplare de care dispunem la tipul VII de *Valenciennesia*. Ele au fost întîlnite în complexul P_1 al ponţianului pe valea Doftăniţa şi în complexul P_2 pe valea Ursoaia Mare — Coţofeneşti.

Aşa cum am arătat mai sus exemplarul nostru se apropie pînă la identitate cu ceea ce Sabba Ştefănescu a descris şi figurat ca *Valenciennesia annulata* Rousseau.

K. Gorjanović-Kramberger subliniază că ceea ce Sabba Ştefănescu a figurat şi descris sub acest nume, nu este în realitate *Valenciennesia annulata* deoarece specia romînească este mult mai netedă, mai lată şi acoperită cu coaste foarte apropiate unele de altele.

Mai înainte de a putea vedea originalul, am considerat specia cercetată de noi ca aparţinînd la *Valenciennesia annulata* Rousseau.

Valenciennesia cf. **pauli** R. Hoernes

(Pl. II, fig. 8, *a* şi *b*)

1874 *Valenciennesia Pauli* R. Hoernes (4), 77 (nom. nud.).
1884 *Valenciennesia Pauli* R. Hoernes; Brusina (1), 180.
1901 *Valenciennesia Pauli* R. Hoernes; Gorj.-Kramb. (3), 133, pl. 9, fig. 2.

Prin formă, înălţime, ornamentaţie, exemplarul de care dispunem şi care aparţine tipului VIII de *Valenciennesia* se aseamănă cu *V. pauli* R. Hoernes. Se deosebeşte de această specie prin unghiul sifonal, care este mai mic de 45°. Pentru acest motiv comparăm acest exemplar cu specia menţionată.

Apare în complexul P_1 al ponţianului pe văile Mislişoara — Buştenari şi Doftăniţa — Buştenari.

Valenciennesia elliptica n. sp.

(Pl. II, fig. 9, *a* şi *b*)

Holotip: pl. II, fig. 9, *a* şi *b*.
Derivatio nominis: după forma eliptică accentuată.
Stratum tipicum: complexul P_1 al ponţianului.
Locus tipicus: valea Gloduri — Mălăeşti.
Exemplare studiate 7.

Diagnoza. Formă eliptică de talie mare avînd axul mare al elipsei peristomale de 69—90 mm, iar axul mic de 56—76 mm, dimensiuni cărora le corespunde un indice de elipticitate ce variază între 0,80 şi 0,85.

Înălţimea cochiliei este cuprinsă între 6 şi 9 mm corespunzîndu-i un indice de convexitate de 0,06—0,10, adică este o formă accentuat aplatisată.

Curbura părţii anterioare a cochiliei este moderată, iar a părţii posterioare inexistentă, această parte prezentîndu-se ca un plan slab înclinat.

Partea anterioară a cochiliei este ornamentată de 18—26 de coaste distincte, unghiulare sau rotunjite, mai mult sau mai puţin striate. Spre partea posterioară numărul coastelor se reduce datorită contopirii a două sau chiar a mai multor coaste într-una singură, a cărei individualitate se menţine destul de accentuată, astfel încît chiar şanţul sifonal este costal.

Şanţul sifonal este pronunţat, larg, şi formează cu direcţia axului mare al elipsei peristomale un unghi ce variază între 27 şi 45°.

Apexul este redresat în unghiul şanţului sifonal.

Cele şapte exemplare care aparţin acestei specii şi care corespund tipului IX stabilit de noi se găsesc în colecţia Hanganu de la Catedra de paleontologie — Universitatea „C. I. Parhon", Bucureşti.

Diagnose. Formes elliptique de grande taille, dont le grand axe de l'ellipse péristomale est de 69—90 mm, et le petit axe de 56—76 mm. L'indice d'ellipticité correspondant à ces dimensions varie entre 0,80 et 0,85.

La hauteur de la coquille est de 6—9 mm, correspondant à un indice de convexité de 0,06 — 0,10, c'est-à-dire à une forme notablement aplatie.

La courbure de la partie antérieure de la coquille est modérée, celle de la partie postérieure, qui se présente comme un plan légèrement incliné, est inexistante.

La partie antérieure de la coquille porte 18—26 côtes distinctes, anguleuses ou arrondies et plus ou moins striées. Vers la partie postérieure, le nombre des côtes diminue par suite de la fusion de deux ou plusieurs côtes en une seule, dont l'individualité se maintient assez accentuée, de sorte que la rainure siphonale elle-même est costale.

La rainure siphonale est large et bien marquée ; elle forme, avec la direction du grand axe de l'ellipse péristomale, un angle variant entre 27 et 45°.

L'apex est dressé dans l'angle de la rainure siphonale.

Les sept exemplaires de cette espèce, correspondant au type IX établi par nous, se trouvent dans la collection Hanganu de la Chaire de Paléontologie — Université « C. I. Parhon » de Bucarest.

Valenciennesia sp. 5

(Pl. III, fig. 10)

Unicul exemplar din colecția noastră aparținînd tipului X de *Valenciennesia* și care provine din complexul P_1 al ponțianului de pe valea Doftănița prezintă următoarele caractere :

Este o formă de talie mare, eliptică, avînd alungirea elipsei paralelă cu observatorul, caracter cu totul deosebit de acela al speciilor eliptice cunoscute pînă acum, la care această alungire este îndreptată spre observator.

Axul mare al elipsei este de 125 mm, iar cel mic de 106 mm, dimensiuni cărora le corespunde un indice de elipticitate de 0,84.

Înălțimea cochiliei este de 9 mm, corespunzînd unui indice de convexitate de 0,07, deci o formă accentuat aplatisată.

Sinusul sifonal este pronunțat, larg și neted, avînd buza dreaptă înclinată brusc și prevăzută cu o protuberanță paralelă cu direcția șanțului, iar buza stîngă slab înclinată și prevăzută cu cîteva coaste rare.

Unghiul sifonal este de 40°.

Apexul robust este situat în planul bisector al unghiului sifonal.

Curbura părții anterioare este moderată iar cea a părții posterioară este plată.

Partea anterioară este ornamentată cu 18 coaste rotunjite, distincte, striate, separate prin șanțuri de asemenea rotunjite și striate. Spre partea posterioară coastele se mențin atenuate, mergînd uneori pînă la dispariție.

Prin caracterele pe care le prezintă, și în special prin sensul alungirii elipsei, acest exemplar ar putea fi atribuit unei specii noi. Nu ne pronunțăm încă cu certitudine în această privință din cauză că nu dispunem de mai multe exemplare. S-ar putea ca să avem de-a face cu un caz aberant.

Ne rezervăm însă dreptul de-a face acest lucru în momentul cînd vom dispune de material suficient. Pînă atunci desemnăm acest exemplar sub denumirea de *Valenciennesia* sp. 5.

CONCLUZII

Studiul numeroaselor resturi de *Valenciennesia* de care dispunem ne-a condus la următoarele concluzii :

1. Genul *Valenciennesia* este bine reprezentat în toate cele patru orizonturi ale ponțianului, deci și în orizontul IV considerat ca etaj aparte — dacianul. Prin aceasta genul *Valenciennesia* poate fi socotit ca un element important pentru asociația paleontologică caracteristică ponțianului.

2. Exemplarele de *Valenciennesia* cercetate de noi se grupează în 10 tipuri cu caractere morfologice esențiale distincte. Pe baza acestora, coroborate cu alte caractere secundare, am putut stabili că : patru tipuri corespund la patru din speciile cunoscute, și anume *Valenciennesia alta* Gorj.-Kramb. ; *V. intermedia* Gorj.-Kramb. ; *V. annulata* Rousseau ; *V. pauli* R. Hoernes. Cinci tipuri corespund la specii care par a fi noi, însă din lipsă de material suficient nu au fost notate decît cu numere de la 1 la 5 ; un tip corespunde cu o specie nouă ce poate fi bine argumentată și pe care am denumit-o *Valenciennesia elliptica* n. sp.

3. Se impune o revizuire a ceea ce s-a denumit în literatura geologică românească drept *Valenciennesia annulata* Rousseau pentru a stabili cărui tip de *Valenciennesia* aparține și cărei specii.

РАЗЛИЧНЫЕ ВИДЫ РОДА VALENCIENNESIA, РАЗВИТЫЕ В ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА УЧАСТКЕ МЕЖДУ ДОЛИНАМИ ТЕЛЯЖЕНА И ПРАХОВЫ

РЕЗЮМЕ

Плиоценовые отложения Прикарпатья, отнесенные к понту и дакийскому ярусу, содержат богатую фауну, представленную многочисленными остатками вида Valenciennesia.

Несмотря на несколько различные характеристики, эти остатки отнесены автором к виду Valenciennesia annulata Rouss. В результате детального исследования свыше 50-ти экземпляров Valenciennesia, собранных в плиоценовых отложениях, на участке между долинами Теляжена и Праховы, автору удалось установить некоторые характеристики, которые могут послужить критерием для определения различных видов и разновидностей этого рода, как например : размеры раковины, характер эллипсоида, определенного по отношению большой и малой осей (показатель эллипсоидальности), степень сплющенности данной формы, определенная по отношению между вышиной и большой осью эллипсоида (показатель выпуклости), форма сифональной канавки, величина угла, образуемого между сифональной канавкой и большой осью перистомального эллипсоида (сифональный угол).

На основании установленных среди исследованных форм характеристик автор выделяет 10 типов.

IX типу, представленному семью экземплярами, собранными в толще (P_1) понтических отложений, по мнению автора, присущи некоторые характеристики, достаточно выраженные для того, чтобы возможно было выделить его как новый вид под наименованием Valenciennesia elliptica.

Типы I, II, V, VI и X относятся к видам, описание которых в литературе еще не встречается. Ввиду того, что представители этих типов найдены в недостаточном количестве экземпляров, на основании которых невозможно еще вывести заключение о присутствии новых видов, автор, временно, приводит их под наименованием Valenciennesia sp. 1 (табл. I, рис. I), Valenciennesia sp. 2 (табл. I, рис. 2), Valenciennesia sp. 3 (табл. I, рис. 5), Valenciennesia sp. 4 (табл. II, рис. 2a, b) и Valenciennesia sp. 5 (табл. III).

Со стратиграфической точки зрения, автор подчеркивает распространение рода Valenciennesia в разновозрастных толщах понтического яруса (понт + дакийский) и отсутствие их в мэотисе и левантине.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 1. — Valenciennesia sp. 1 (1 ×). Понт 1; дол. Дофтаница (Буштенарь).

Рис. 2. — Valenciennesia sp. 2 (1,5 ×). Понт 2; дол. Глодурь Мэлэешть.

Рис. 3. — Valenciennesia alta Gorj. - Kramb. (1×). Понт 2; дол. Урсоая Маре (Коцофенешть).

Рис. 4. — Valenciennesia intermedia Gorj.-Kramb. (1 ×). Понт 1; дол. Дофтаница (Буштенарь).

Рис. 5. — Valenciennesia sp. 3 (1 ×). Понт 3; дол. Телега (Телега).

Рис. 6 *a, b, c.* — Valenciennesia sp. 4 (1 ×). Понт 1; дол. Глодурь (Мэлэешть)

Рис. 7. — Valenciennesia annulata Rousseau (1 ×). Понт 2; дол. Урсоая Маре (Коцофенешть)-

Таблица II

Рис. 8 *a. b.* — Valenciennesia cf. pauli R. Hoernes (1 ×). Понт 1; дол. Дофтаница (Буштенарь).

Рис. 9 *a, b.* — Valenciennesia elliptica n. sp. (1 ×). Понт 1; дол. Глодурь (Мэлэешть)

Таблица III

Рис. 10. — Valenciennesia sp. 5 (1 ×). Понт 1; дол. Дофтаница (Буштенарь).

ESPÈCES DU GENRE *VALENCIENNESIA* RENCONTRÉES DANS LE PLIOCÈNE ENTRE LA VALLÉE DU TELEAJEN ET LA VALLÉE DE LA PRAHOVA

RÉSUMÉ

Les dépôts pliocènes de la zone subcarpatique, attribués aux étages pontien et dacien, se caractérisent par la présence d'un grand nombre de restes appartenant au genre *Valenciennesia*.

Bien que présentant des caractères divers, ces restes ont été attribués à l'espèce *Valenciennesia annulata* Rouss. L'étude minutieuse de plus de 50 exemplaires de *Valenciennesia*, recueillis dans les dépôts pliocènes entre les vallées du Teleajen et de la Prahova a permis à l'auteur d'établir certains caractères, qu'elle estime devoir être pris en considération lors de la détermination des espèces et des variétés de ce genre, à savoir : la taille ; l'ellipticité, donnée par le rapport entre le petit et le grand axe de l'ellipse (indice d'ellipticité) ; l'aplatissement de la forme, ressortant du rapport entre la hauteur et le grand axe de l'ellipse (indice de convexité) ; la forme de la rainure siphonale, la valeur de l'angle que cette dernière forme avec le grand axe de l'ellipse péristomale (angle siphonal).

En raison de ces caractères, l'auteur a établi que les formes étudiées appartiennent à dix types, bien définis par ces mêmes caractères.

Le type IX, pour lequel l'auteur a disposé de sept exemplaires, tous recueillis dans le complexe (P_1) du Pontien, offre des caractères particuliers, qui ont été jugés suffisants pour déterminer une nouvelle espèce, appelée *Valenciennesia elliptica*.

Les types I, II, V, VI et X appartiennent à des espèces, dont on ne trouve pas la description dans la littérature de spécialité. Mais, n'ayant pas disposé d'un nombre suffisant d'exemplaires de ces espèces, qui donnent une confirmation de la stabilité de leurs caractères et permettent la création de nouvelles espèces, l'auteur s'est bornée à les désigner, en attendant, sous les noms de *Valenciennesia* sp. 1 (pl. I, fig. 1), *Valenciennesia* sp. 2 (pl. I, fig. 2), *Valenciennesia* sp. 3 (pl. I, fig. 5), *Valenciennesia* sp. 4 (pl. II, fig. 2 *a* et *b*) et *Valenciennesia* sp. 5 (pl. III).

Au point de vue stratigraphique, un fait digne d'être relevé est celui que les espèces mentionnées du genre *Valenciennesia* se trouvent dans les divers complexes du Pontien (Pontien *s. str.* + Dacien), mais font défaut aux Méotien et Levantin.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Fig. 1. — *Valenciennesia* sp. 1 (1 ×). Pontien 1 ; vallée de Doftăniţa (Buştenari).
Fig. 2. — *Valenciennesia* sp. 2 (1,5 ×). Pontien 2 ; vallée de Gloduri (Mălăeşti).
Fig. 3. — *Valenciennesia alta* Gorj. - Kramb. (1 ×). Pontien 2 ; vallée de Ursoaia Mare (Coţofeneşti).

Fig. 4. — *Valenciennesia intermedia* Gorj. - Kramb. (1 ×). Pontien 1; vallée de Doftăniţa (Buştenari).

Fig. 5. — *Valenciennesia* sp. 3 (1 ×). Pontien 3; vallée de Telega (Telega).

Fig. 6 *a*, *b* et *c*. — *Valenciennesia* sp. 4 (1 ×). Pontien 1; vallée de Gloduri (Mălăeşti).

Fig. 7. — *Valenciennesia annulata* Rousseau (1 ×). Pontien 2; vallée de Ursoaia Mare (Coţofeneşti).

Planche II

Fig. 8 *a* et *b*. — *Valenciennesia* cf. *pauli* R. Hoernes (1 ×). Pontien 1; vallée de Doftăniţa (Buştenari).

Fig. 9 *a* et *b*. — *Valenciennesia elliptica* n. sp. (1 ×). Pontien 1; vallée de Gloduri (Mălăeşti).

Planche III

Fig. 10. — *Valenciennesia* sp. 5 (1 ×). Pontien 1; vallée de Doftăniţa (Buştenari).

BIBLIOGRAFIE

1. BRUSINA S., *Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien*, Beitr. zur Geol. u. Paläont. Oesterr. Ungarns u. d. Orients, 1884, **III**.
2. COBĂLCESCU GR., *Studii geologice şi paleontologice asupra unor tărîmuri terţiare din unele părţi ale Romînie*i, Mem. geol. ale şcolii militare din Iaşi, 1883, **I**.
3. GORJANOVIĆ-KRAMBERGER K., *Über die Gattung Valenciennesia und einige unterpontische Limnaeen. Ein Beitrag zur Entwickelungsgeschichte der Gattung Valenciennesia und ihr Verhätnis zur Gattung Limnaea*, Beitr. zur Geol. u. Paläont. Oesterr. Ungarns u. d. Orients, 1901, **XIII**.
4. HOERNES R., *Tertiär Studien*, Jahrb. d.K.K. Geol. Reichsanstalt, 1875, **XXV**.
5. — *Über Limnocardium semseyi Halav. und verwandte Formen aus den oberpontischen Schichten von Königsgnadt*, Sitz. Ber. d. K. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. Nat. Cls. B. 1901, **110**, 1.
6. IONESCU-ARGETOAIA I., *Contribuţiuni la studiul faunei molusce pliocene din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., 1914—1918, **VIII**.
7. NEUMAYR M. u. PAUL C., *Die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens und deren Fauna*, Abhandlung d.K.K. Geol. Reichsanstalt, 1875, **19**.
8. NEWTON BULLEN R., *On two Miocene Gastropods from Rumania*, Proceed. Malacological Soc. London, 1905, **VI**.
9. ŞTEFĂNESCU S., *Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. A. Contribution à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et lévantines*, Mém. Soc. Géol. de France, 1896, **15**.
10. WENZ W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete, als Leitversteinerungen für die Aufschluss-Arbeiten*, Senkenbergiana, 1942, **24**.

FORME NOI DE CORALIERI DIN CRETACICUL SUPERIOR AL BAZINULUI BORODULUI

DE

MARIA ŞURARU

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 14 februarie 1961

Într-o notă preliminară (15), am dat o listă comparativă a coralierilor cunoscuţi din Bazinul Borodului pînă în 1955, cu aceea a coralierilor determinaţi de noi. În total această primă listă cuprinde un număr de 46 hexacoralieri şi 2 alcyonari.

Întrucît colectări noi de material din reciful de pe Valea Cailor — Cetea — Borod au scos la iveală forme noi pentru fauna de coralieri cretacici de la noi din ţară, în cele ce urmează completăm lista coralierilor cretacici din Bazinul Borodului, dînd totodată şi o scurtă prezentare a lor.

Lista coralierilor cretacici din Bazinul Borodului

Nr. curent [1])	Numele speciei	Răspîndirea în timp a speciilor		
		cenomanian	turonian	senonian
+49	*Rhipidogyra poseidonis* Felix	—	—	×
+50	*Stenosmilia tenuicosta* (Reuss)	—	—	×
*51	*Dendrosmilia* cf. *crassa* (Reuss)	—	—	×
52	*Platysmilia angusta* (Reuss)	—	—	×
*53	*Heterocoenia* cf. *verrucosa* Reuss [2])	—	—	×
*54	*Thecosmilia abbreviata* (Reuss)	—	—	×
*55	? *Glyphephyllia* sp.	—	×	×
*56	*Lasmogyra fenestrata* Felix	—	—	×

Continuarea tabelului

Nr. curent [1])	Numele speciei	Răspîndirea în timp a speciilor		
		cenomanian	turonian	senonian
*57	*Astrogyra edwardsi* (Reuss)	—	—	×
*58	cf. *Pleurocora haueri* Edw. et H.	—	—	×
*59	*Leptophyllia clavata* Reuss	—	×	×
*60	cf. *Haplaraea pratzi* Felix	—	—	×
+61	*Trochosmilia chondrophora* Felix	—	—	×
+62	*Trochosmilia* aff. *didymophila* Felix	—	—	×
63	*Phyllosmilia transiens* (Felix)	—	—	×

[1]) Nr. curent se dă în continuarea listei publicată în Bul. Univ. Cluj (15).
[2]) Specia este răspîndită în urgonian.
\+ Specie nouă pentru fauna de coralieri cretacic superiori din R. P. Română.
* Gen şi specie noi pentru fauna de coralieri cretacic superiori din R. P. Română.

DESCRIEREA SPECIILOR

Clasa ANTHOZOA

Ordinul HEXACORALLA

Familia **AMPHIASTRAEIDAE** Ogilvie, 1896

Genul **Rhipidogyra** E. H., 1848

Rhipidogyra poseidonis Felix

(Pl. I, fig. 1 şi 2)

1903 *Rhipidogyra poseidonis* Felix (2), p 310, tab. XXII, fig. 6,7.
1914 *Rhipidogyra poseidonis* Felix (3), p. 148.

Nr. inventar 79, 80.

Cele două fragmente de eşantioane din specia *Rhipidogyra poseidonis* Felix, aflate în colecţia noastră, au caracteristici ce concordă în general cu descrierea dată de J. Felix.

Dimensiuni : Înălţimea caliciului-fragment

nr. inv. 79 . . . . . 105 mm.
nr. inv. 80 . . . . . 50 mm.

Lăţimea caliciului-fragment

nr. inv. 79 . . . . . 105 mm.
nr. inv. 80 . . . . . 75 mm.

Grosimea caliciului . . . . . 11 mm.
Numărul septelor pe 10 mm . . . . . 16—18.

Suprafața externă a caliciilor noastre pe alocuri se păstrează destul de bine; pe ea se poate identifica marginea distală a septelor puțin diferențiate, ornamentată cu dințișori egali și rotunjiți.

J. Felix, avînd la dispoziție un eșantion foarte tocit de *Rh. poseidonis*, a putut face numai presupuneri asupra aspectului exterior al caliciului. Materialul nostru confirmă în parte aceste presupuneri și anume, că marginile distale ale septelor sînt aproape egale, în schimb nu sînt mai aplatisate decît ornamentațiile la *Rh. undulata*, ci dimpotrivă mai proeminente.

Columela este reprezentată printr-o lamelă subțire.

Răspîndirea: Gosau de unde se cunoaște un singur exemplar.

Genul **Stenosmilia** de Fromentel, 1864

Stenosmilia tenuicosta (Reuss)

(Pl. I, fig. 3)

1854 *Rhabdophyllia tenuicosta* Reuss (16), p. 105, tab. VI, fig. 18—21.
1903 *Stenosmilia tenuicosta* Felix (2), p. 303, fig. text 53, tab. XXII, fig. 11.
1914 *Stenosmilia tenuicosta* Reuss (3), p. 150 cum syn.

Nr. inventar 81—89.

Eșantioanele noastre reprezintă fragmente de rămurele tinere. Partea bazală — noduroasă a coralierului nu o avem. Subliniem faptul că numai cu ajutorul secțiunilor șlefuite am reușit să deslușim structura și apartenența acestor forme care, după criteriul morfologic, se pot confunda foarte ușor cu nenumărați alți coralieri coloniali dendroizi și subdendroizi.

Dimensiuni: Lungimea fragmentelor . . . . . 20—30 mm.
Diametrul longitudinal al polipierilor cilindrici . . . . . 7—17 mm.
Diametrul transversal al polipierilor cilindrici . . . . . 5—13 mm.
Numărul coastelor noduroase pe 10 mm 18—28.

Dimensiunile caliciilor centrale:
Diametrele caliciilor celor mai mari . . . . . 12/8.
Diametrele caliciilor celor mai mici . . . . . 6/5.

Diferența între diametrul polipierului cilindric și diametrul caliciului central reprezintă grosimea păturii tecale. Numărul păturilor tecale: 1 — 4.

Septele nu se pot număra exact din cauza proceselor intense de calcifiere. În mijlocul caliciilor, la toate eșantioanele noastre am putut

identifica o columelă lamelară bine dezvoltată, cu care pe alocuri septele se leagă în mod neregulat.

Răspîndirea: foarte frecventă la Piesting, foarte rară la Gosau.

Genul **Platysmilia** de Fromentel, 1873

Platysmilia angusta (Reuss)

(Pl. I, fig. 4 – 7)

1854 *Placosmilia angusta* Reuss (16), p. 84, tab. V, fig. 6—9.
1903 *Platysmilia angusta* Felix (2), p. 287, tab. XX, fig. 7—9.
1914 *Platysmilia angusta* Reuss (3), p. 151 cum syn.
1954 *Platysmilia angusta* Reuss (8), p. 72, tab. III, fig. 9.

Nr. inventar 90—208.

Față de descrierea lui J. Felix eşantioanele noastre, cu toată diversitatea lor, se încadrează în limitele morfologice date de Felix şi Reuss. Trebuie relevate însă unele diferenţieri în aspectul structural al acestor forme.

Am alăturat formei de *Platysmilia angusta* (Reuss) numai acele forme de coralieri subdendroizi la care am putut identifica o columelă lamelară evidentă. Unele eşantioane din materialul nostru au columela de aspectul unei lame fine, slab ondulate (pl. I, fig. 5); la altele lama se îngroaşă uşor şi pe alocuri se leagă prin anastomoze de capătul axial al septelor (pl. I, fig. 7); la un al treilea grup de forme, această columelă uşor îngroşată şi anastomozată are un aspect întrerupt (pl. I, fig. 6). Aparatul septal este constituit în general din 4, mai rar, din 5 cicluri de septe. În secţiune transversală septele caliciilor din figura 5 sînt claviforme. În caliciile din figura 6 ele au un aspect mai uniform îngroşat, iar în caliciile din figura 7 ele au un aspect intermediar între cele din figurile 5 şi 6.

Din studiul unui material abundent — circa 120 de eşantioane — şi cu ajutorul bibliografiei disponibile am constatat că, *Platysmilia angusta* (Reuss) cuprinde o scară relativ largă, atît din punct de vedere morfologic cît şi structural, de forme de coralieri subdendroizi.

Din aceste succinte relatări reiese indiscutabila necesitate de aprofundare critică a caracterului acestei specii şi o delimitare netă a ei de specii înrudite, ca *Platysmilia multicincta* (Reuss).

Pînă la realizarea acestui deziderat menţionăm că *Pl. angusta* (Reuss) şi *Pl.* cf. *multicincta* (Reuss) au fost numai citate, nu şi descrise de G. Kolozsváry în lista coralierilor mezozoici-senonieni din Transilvania (9).

Răspîndirea: rară la Gosau, rară la Nekézseny şi Ajka (R. P. Ungară), prezentă în Munţii Bihorului — Transilvania.

Familia **STYLINIDAE** Verrill

Genul **Heterocoenia** E. H., 1849

Heterocoenia cf. **verrucosa** Reuss

(Pl. II, fig. 8)

1854 *Heterocoenia verrucosa* Reuss (16), p. 101, tab. X, fig. 7,8.
1903 *Heterocoenia verrucosa* Felix (2), p. 237.
1914 *Heterocoenia verrucosa* Reuss (3), p. 154 cum syn.

Nr. inventar 209 — 222.

Eşantioanele noastre, în parte tocite şi uşor desagregate, reprezintă frînturile unor forme coloniale, arborescente, la care totuşi am reuşit să identificăm caracteristicile esenţiale.

Dimensional diametrul caliciilor este cuprins în jur de 1 mm, de obicei sub 1 mm. Lungimea fragmentelor noastre, mai mult sau mai puţin cilindrice, este cuprinsă între 8 şi 30 mm, iar numărul caliciilor pe o parte a unei rămurele de 10 mm lungime este de 9 — 12.

Răspîndirea: este cea mai răspîndită specie de *Heterocoenia* în senonianul de la Gosau.

Familia **ASTRAEIDAE** E. H. (emend.)

Genul **Thecosmilia** E. H., 1848

Thecosmilia abbreviata (Reuss)

(Pl. II, fig. 9 — 11)

1854 *Mussa abbreviata* Reuss (16), p. 104, tab. IV, fig. 4—6.
1903 *Thecosmilia abbreviata* Felix (2), p. 243.
1914 *Thecosmilia abbreviata* Reuss (3), p. 161 cum syn.

Nr. inventar 223 — 231.

Faţă de cele 4 eşantioane cunoscute în literatură noi posedăm un număr de 9.

Dimensiunile exemplarului cel mai bine păstrat sînt următoarele: înălţime — 45 mm, lungime — 114 mm, lăţime — 78 mm. Dimensional deci eşantioanele din Bazinul Borodului întrec cele descrise de A. Reuss şi J. Felix. Caracteristicile date în descrierea acestor autori se identifică perfect cu cele ale eşantioanelor noastre; în plus suprafaţa de fixare a coloniei, destul de bine păstrată pe exemplarul mai sus-amintit, nu este pedunculată, cum presupune Felix, ci foarte larg conică — aproape plană. Columela spongioasă în secţiuni şlefuite apare evidentă şi foarte bine dezvoltată, iar numărul septelor variază între 16 şi 20/10 mm.

Răspîndirea: rară la Gosau.

Genul **Glyphephyllia** de Fromentel

?. **Glyphephyllia** sp.

(Pl. II, fig. 12; pl. III, fig. 13 şi 14)

1903 *Glyphephyllia* de Fromentel (2), p. 245.
1914 *Glyphephyllia* de Fromentel (3), p. 163.
1952 *Glyphephyllia* de Fromentel (1), p. 612.

Nr. inventar 232—241.

Întrucît ne lipsesc date mai ample de literatură, presupunem că eşantioanele noastre se încadrează în genul *Glyphephyllia.*

Aspectul flabeloid-meandroid al coloniilor, epiteca dezvoltată pe marginea externă a septelor, deci lipsa coastelor adevărate, marginea dinţată a septelor şi traversele numeroase, mari şi arcuite, apropie această formă de *Lasmogyra* d'Orbigny. În secţiuni şlefuite, în schimb, nu am putut identifica o columelă lamelară, foliacee, fapt pentru care, pe baza discuţiilor pe care le duce Felix în jurul genului *Lasmogyra*, am trecut această formă la genul cel mai apropiat de *Lasmogyra*, şi anume la genul *Glyphephyllia*, care s-ar deosebi de *Lasmogyra* numai prin lipsa columelei amelare.

Răspîndirea: genul *Glyphephyllia* este cunoscut din cretacicul superior francez, de la Figuières şi Rennes les Bains-dep. Aude.

Genul **Lasmogyra** d'Orb., 1849 (emend. Felix)

Lasmogyra fenestrata Felix

(Pl. IV, fig. 15 şi 16)

1903 *Lasmogyra fenestrata* Felix (2), p. 246, tab. XXI, fig. 6—8.
1914 *Lasmogyra fenestrata* Felix (3), p. 163 cum syn.

Nr. inventar 242 — 267.

Din această specie avem numai fragmente mici. Se pot recunoaşte printr-o serie de caracteristici ce concordă în general cu descrierea dată de Felix, exceptînd lăţimea caliciilor flabeloide, care la eşantioanele noastre este cuprinsă între 4 şi 6 mm, în timp ce Felix o dă de 6—8 mm. Septele, în număr de 16—20/10 mm, la eşantioanele noastre nu sînt puţin inegale, ci pronunţat inegale, fapt care se evidenţiază şi în grilajul dreptunghiular fin şi regulat, care de altfel a determinat numirea de *fenestrata* pentru această specie.

Răspîndirea: este cunoscută numai de la Piesting şi Zeller See (Austria).

Genul **Astrogyra** Felix

Astrogyra edwardsi (Reuss)

(Pl. IV, fig. 17, 18 şi 19)

1854 *Gyrosmilia edwardsi* Reuss (16), p. 92, tab. IV, fig. 1—3.
1903 *Astrogyra edwardsi* Felix (2), p. 252.
1914 *Astrogyra edwardsi* Reuss (3), p. 164 cum syn.

Nr. inventar 268 — 284.

Aspectul eşantioanelor noastre este asemănător, în general, cu descrierea dată de F e l i x ; însă în ceea ce priveşte forma generală a coloniei, noi am schimbat în diagnoza lui *Astrogyra edwardsi* (Reuss) aspectul astraeoid cu cel meandroid. Pe baza eşantioanelor noastre numeroase şi în special dispunînd şi de colonii aproape complete am constatat că acest coralier formează colonii masive meandroide şi nu astraeoide, ce pot atinge dimensiuni considerabile.

Dimensiuni : Lăţimea maximă . . . . . 15 cm.
Înălţimea maximă . . . . . 15 cm.
Lăţimea caliciilor liniar contopite . . . . 10—25 mm.
Numărul septelor pe 1 cm . . . . . 9—11.
Columela lamelară este situată la 4— 5 mm adîncime în caliciile liniar contopite.

Pentru ilustrarea datelor de literatură clasică prezentăm cîteva fotografii privind aspectul general al coloniei meandroide cu calicii marginale strangulate şi etajate şi cu calicii contopite liniar (şlefuite).

R ă s p î n d i r e a : este o specie destul de rară în împrejurimile de la Gosau.

Familia **FUNGIDAE** Dana (emend.)

Genul **Leptophyllia** Reuss, 1854

Leptophyllia clavata Reuss

(Pl. V, fig. 20—23)

1854 *Leptophyllia clavata* Reuss (16), p. 101, tab. VI, fig. 3—6.
1854 *Leptophyllia irregularis* Reuss (16), p. 101, tab. VII, fig. 2—3.
1883 *Leptophyllia clavata* Reuss (14), p. 90, tab. XIV, fig. 9.
1903 *Leptophyllia clavata* Reuss (2), p. 200.
1914 *Leptophyllia clavata* Reuss (3), p. 194.

Nr. inventar 285—326.

În materialul nostru am putut identifica toată gama bogată de variaţii în ceea ce priveşte forma polipierului în general (pl. V, fig. 20), forma cupei, a deschiderii caliciului şi a piciorului în special, costaţia polipierului, ornamentaţia acestei costaţii, dispoziţia şi conformaţia septelor şi a columelei. Toate aceste caracteristici sînt minuţios descrise de către R e u s s şi F e l i x. În materialul nostru nu lipsesc nici stadiile

de tinereţe identice cu *Leptophyllia clavata* Reuss (16) [1]) (pl. V, fig. 20 *c* şi *d*) şi conformaţia caracteristică stadiilor de bătrîneţe, identice cu *L. irregularis* Reuss (16)[2]) (pl. V, fig. 22). Ceea ce n-a fost amintit de loc de cercetătorii anteriori este felul de înmulţire a speciei. Se pare că înmugurirea intracalicinală, ilustrată de numeroasele exemplare în colecţia noastră, este modul de înmulţire al acestor forme (pl. V, fig. 21).

Răspîndirea: este o specie destul de frecventă în împrejurimile de la Gosau.

Familia **TURBINOLIDAE** E. H. (emend. Ogilvie)

Genul **Trochosmilia** E.H., 1848

Trochosmilia chondrophora Felix

(Pl. VII, fig. 27 şi 28)

1903 *Trochosmilia chondrophora* Felix (2), p. 327, tab. XXIV, fig. 12.
1914 *Trochosmilia chondrophora* Felix (3), p. 213 cum syn.
1954 *Trochosmilia chondrophora* Felix (8), p. 101, tab. IX, fig. 11–13.

Nr. inventar 327, 328.

În materialul nostru *Trochosmilia chondrophora* Felix, ca morfologie externă este reprezentată printr-un polipier trocoid şi unul turbinat, iar ca structură internă aparatul septal în secţiune transversală şlefuită seamănă cu acela figurat de Felix. Şi restul caracteristicilor concordă cu descrierea speciei.

Răspîndirea: este cunoscută de la Ischl şi St. Gilgen (Austria).

Trochosmilia aff. **didymophila** Felix

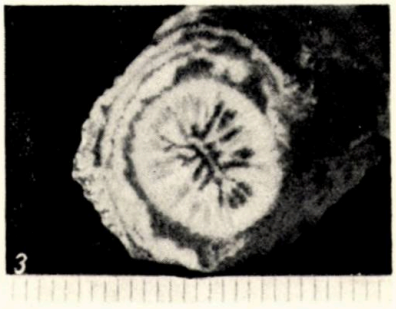
(Pl. VI, fig. 24–26)

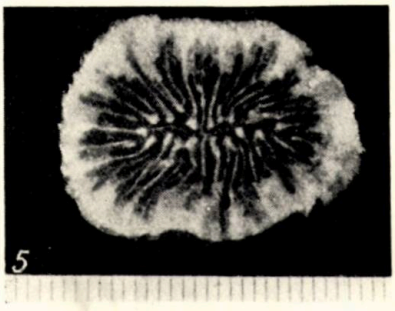
1903 *Trochosmilia didymophila* Felix (2), p. 332, tab. XVIII, fig. 7; tab. XXIV, fig. 3,6.
1914 *Trochosmilia didymophila* Felix (3), p. 214 cum syn.

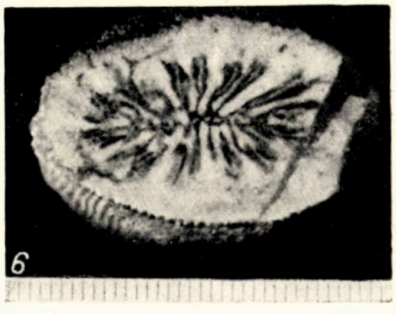
[1]) Tab. VI, fig. 3–6.
[2]) Tab. VII, fig. 2–3.

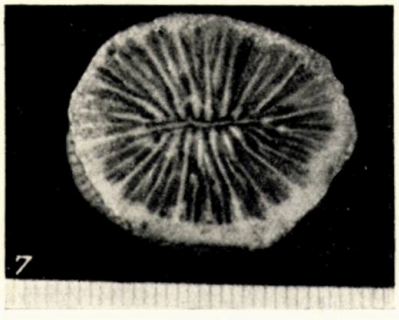
PLANŞA I

Fig. 1. — *Rhipidogyra poseidonis* Felix, nr. inv. 80 (3/4×).
Fig. 2. — *Rh. poseidonis* Felix, secţiune transversală şlefuită, nr. inv. 80 (2 ×).
Fig. 3. — *Stenosmilia tenuicosta* (Reuss), secţiune transversală şlefuită printr-un ram tînăr, nr. inv. 81 (3,50 ×).
Fig. 4. — *Platysmilia angusta* (Reuss), nr. inv. 90 (1×).
Fig. 5. — *Pl. angusta* (Reuss), secţiune transversală şlefuită, nr. inv. 92 (3 ×).
Fig. 6. — *Pl. angusta* (Reuss), secţiune transversală şlefuită, nr. inv. 93 (3 ×).
Fig. 7. — *Pl. angusta* (Reuss), secţiune transversală şlefuită, nr. inv. 94 (3 ×).









PLANȘA II

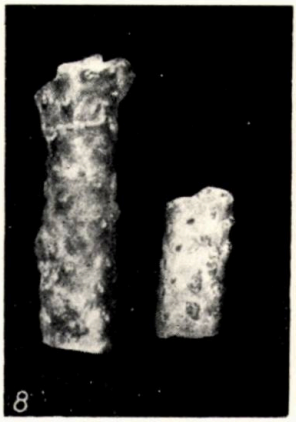
Fig. 8. — *Heterocoenia* cf. *verrucosa* Reuss, nr. inv. 209, 210 (1,50 ×).

Fig. 9. — *Thecosmilia abbreviata* (Reuss), colonie privită de sus, nr. inv. 223 (3/4 ×).

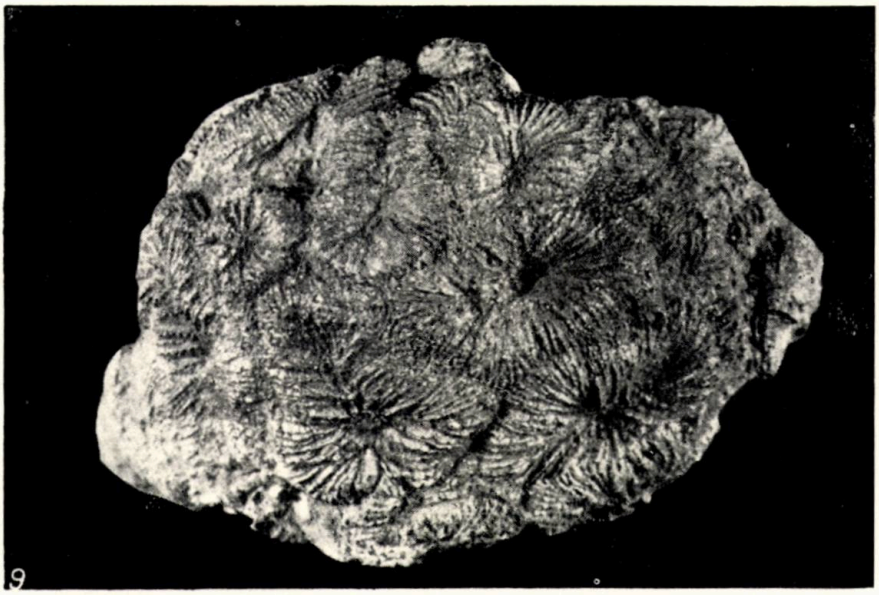
Fig. 10. — *Th. abbreviata* (Reuss), colonie privită de sus, în parte șlefuită, nr. inv. 224 (1 ×).

Fig. 11. — *Th. abbreviata* (Reuss), caliciu, secțiune transversală șlefuită, nr. inv. 225 (2 ×).

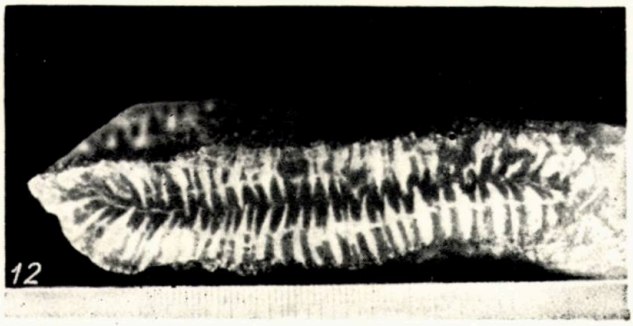
Fig. 12. — ? *Glyphephyllia* sp., secțiune transversală șlefuită, nr. inv. 233 (1,50 ×).


8

10


9

11


12

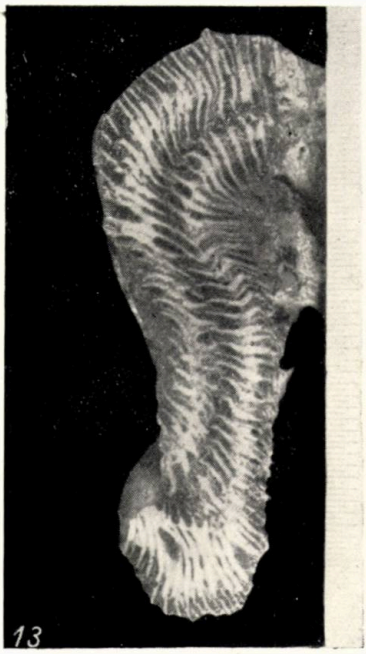
PLANȘA III

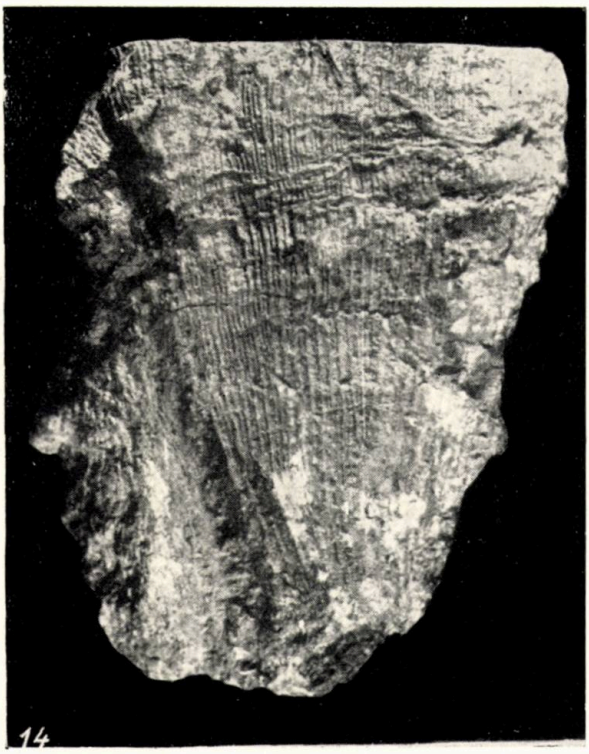
Fig. 13. — ? *Glyphephyllia* sp., secțiune transversală șlefuită, nr. inv. 234 (1,50 ×).

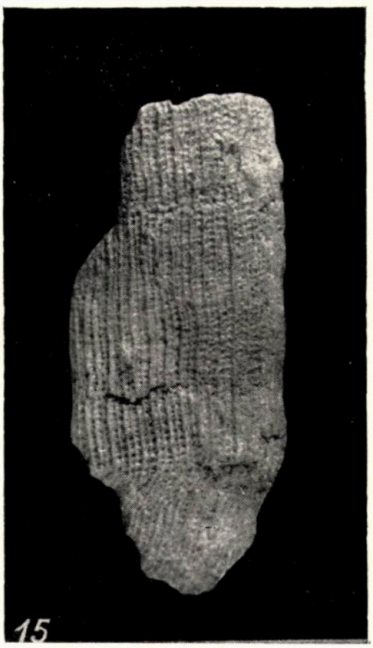
Fig. 14. — ? *Glyphephyllia* sp., nr. inv. 233 (3/4 ×).

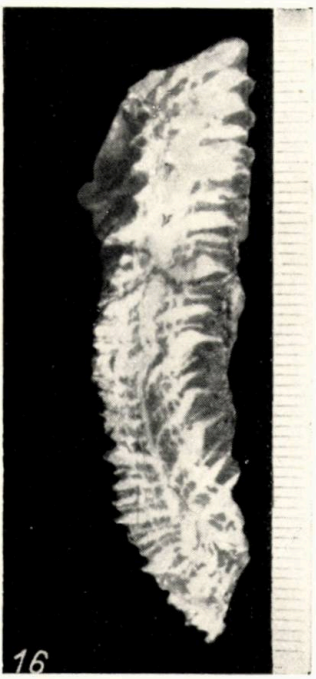
Fig. 15. — *Lasmogyra fenestrata* Felix, nr. inv. 242 (2 ×).

Fig. 16. — *L. fenestrata* Felix, secțiune transversală șlefuită, nr. inv. 243 (2,70 ×).


13


14


15


16

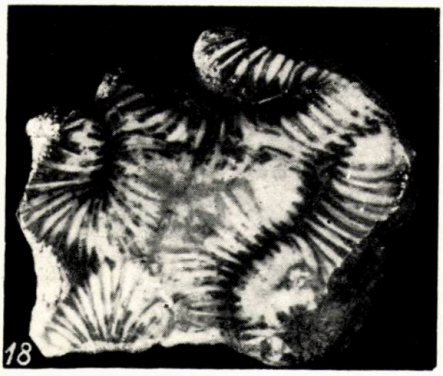
PLANȘA IV

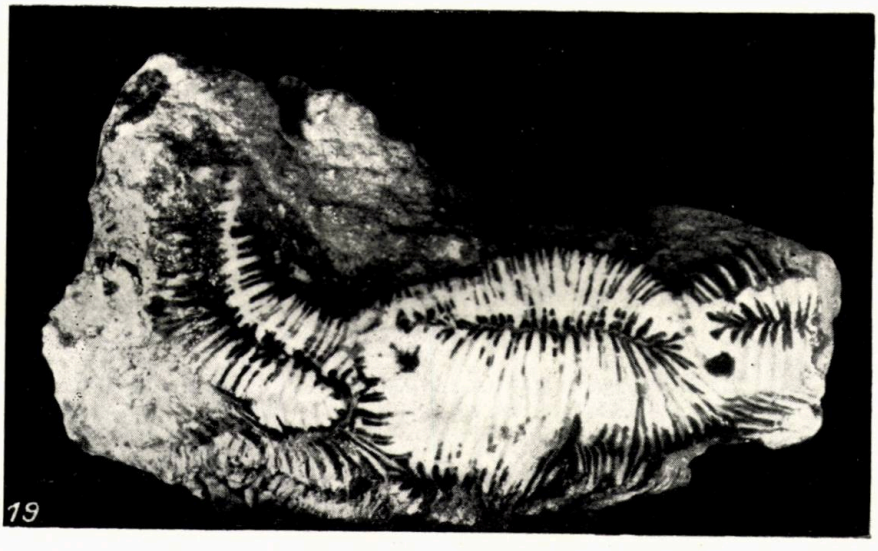
Fig. 17. — *Astrogyra edwardsi* (Reuss), nr. inv. 268 (3/4 ×).

Fig. 18. — *A. edwardsi* (Reuss), calicii liniar contopite, secționate transversal și șlefuite, nr. inv. 270 (1 ×).

Fig. 19. — *A. edwardsi* (Reuss), calicii liniar contopite, secționate transversal și șlefuite, nr. inv. 269 (1 ×).

17


18


19

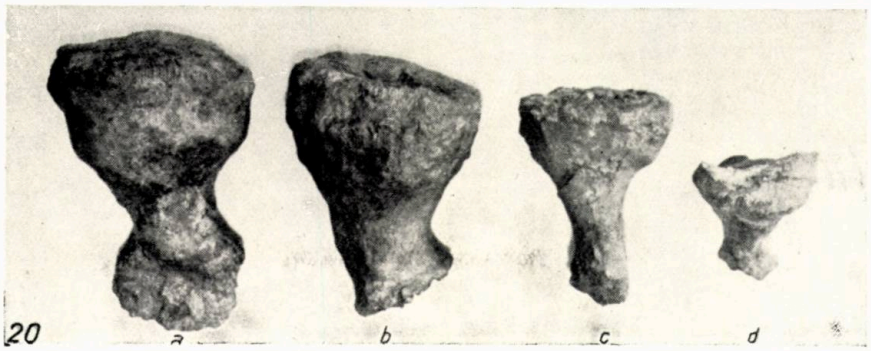
PLANȘA V

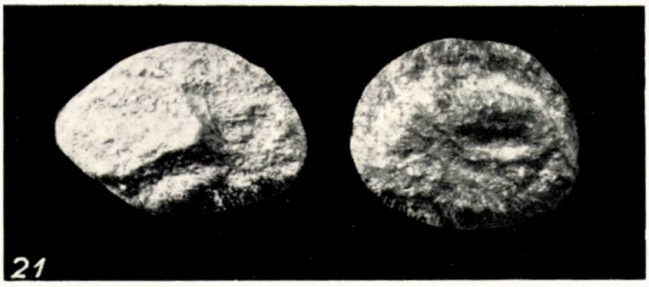
Fig. 20. — *Leptophyllia clavata* Reuss, calicii în diferite stadii de dezvoltare (*a,b,c,d*), nr. inv. 286—289 (3/5 ×).

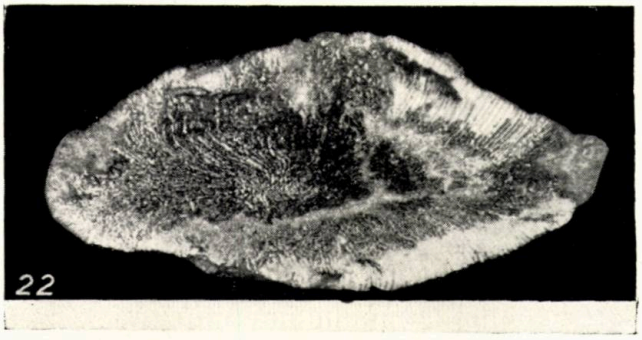
Fig. 21. — *L. clavata* Reuss, înmugurire intracalicinală, nr. inv. 290, 291 (1 ×).

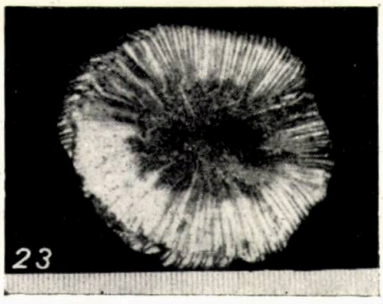
Fig. 22. — *L. clavata* Reuss, caliciu, secțiune transversală șlefuită (stadiu de bătrînețe), nr. inv. 285 (1 ×).

Fig. 23. — *L. clavata* Reuss, secțiune transversală șlefuită printr-un caliciu matur, nr. inv. 292 (1 ×).


20
a
b
c
d


21


22

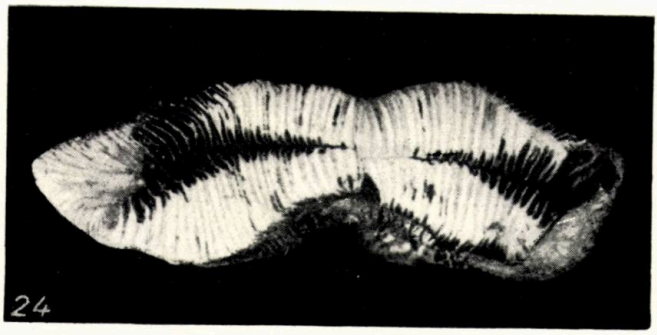

23

PLANȘA VI

Fig. 24. — *Trochosmilia* aff. *didymophila* Felix, secțiune transversală șlefuită, nr. inv. 329 (3/4 ×).

Fig. 25. — *Trochosmilia* aff. *didymophila* Felix, văzut lateral de pe fața concavă, nr. inv. 329 (puțin mărită).

Fig. 26. — *Trochosmilia* aff. *didymophila* Felix, văzut lateral de pe fața mai puțin concavă, nr. inv. 329 (puțin mărit).


24

25

26

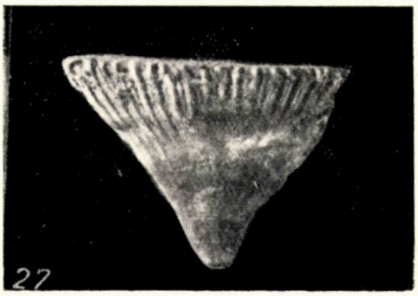
PLANȘA VII

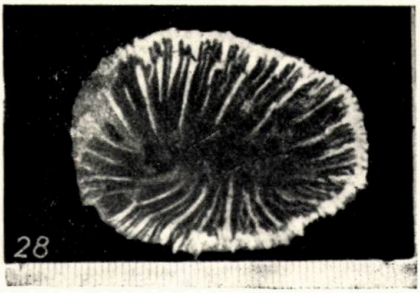
Fig. 27. — *Trochosmilia chondrophora* Felix, caliciu trocoid, nr. inv. 327 (2,50 ×).

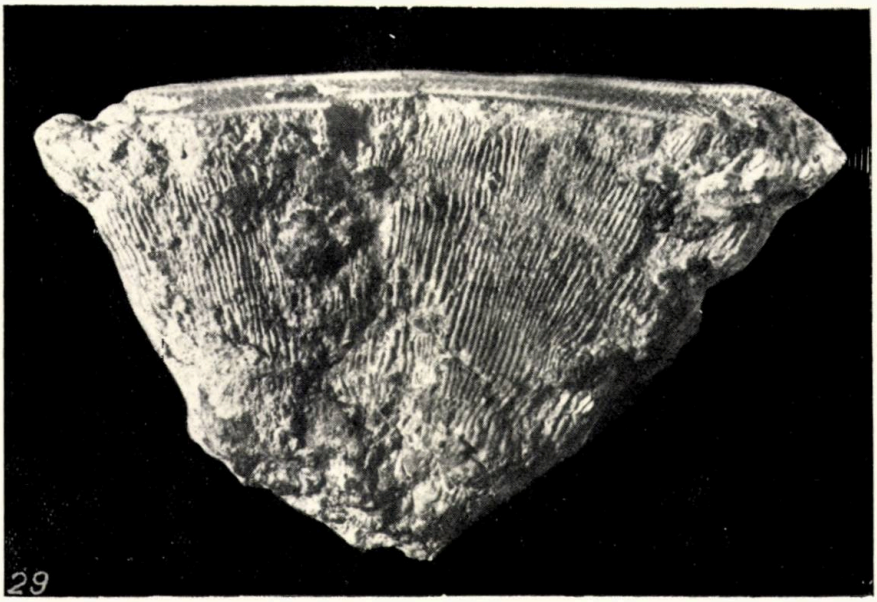
Fig. 28. — *T. chondrophora* Felix, secțiune transversală șlefuită, nr. inv. 327 (2,50 ×).

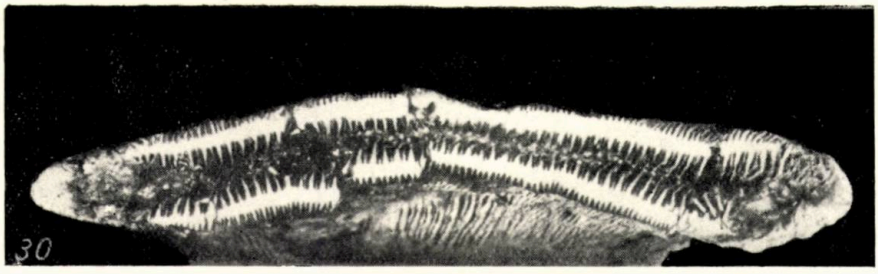
Fig. 29. — *Phyllosmilia transiens* (Felix), nr. inv. 334 (3/4×).

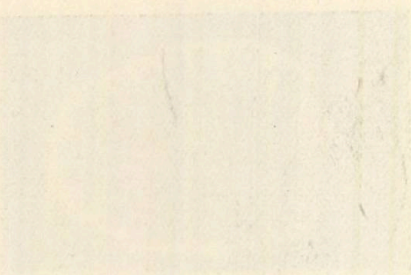
Fig. 30. — *Ph. transiens* (Felix), secțiune transversală șlefuită, nr. inv. 334 (3/4 ×).


27


28


29


30



Nr. inventar 329—333.

Am alăturat grupei lui *Trochosmilia didymophila*, după accepțiunea lui F e l i x, 5 forme de coralieri solitari, cu polipierul în formă de evantai, mai mult sau mai puțin comprimat, prezentînd o adîncitură mediană evidentă pe marginea laterală a polipierului, care împarte caliciul în două.

Dintre acestea, un singur eșantion este asemănător cu formele descrise și figurate de F e l i x (2) [1]), exceptînd doar dimensiunile. Acestea pentru eșantionul nostru sînt :

Distanța cuprinsă între cele două capete extreme ale caliciului	95 mm.
Înălțimea polipierului	60 mm.
Lățimea părții mediane subțiate a caliciului	18 mm.
Lățimea maximă a caliciului	25 mm.
Numărul septelor pe 10 mm	10—12.

R ă s p î n d i r e a : *Trochosmilia didymophila* Felix este o formă rară în împrejurimile de la Gosau.

Genul **P h y l l o s m i l i a** de Fromentel, 1862

Phyllosmilia transiens (Felix)

(Pl. VII, fig. 29 și 30)

1854 *Trochosmilia basochesi* Reuss (16), p. 85, tab. II, fig. 1,2.
1854 *Trochosmilia complanata* p.p. Reuss (16), p. 85, tab. II, fig. 3,4.
1903 *Phyllosmilia transiens* Felix (2), p. 344, tab. XVIII, fig. 3,4.
1914 *Phyllosmilia transiens* Felix (3), p. 224 cum syn.
1954 *Phyllosmilia transiens* Felix (8), p. 106, tab. XII, fig. 4.

Nr. inventar 334.

În lista de coralieri cunoscuți din Bazinul Borodului pînă la studiul de față această formă a fost trecută cf. *Phyllosmilia transiens* Felix (6).

Eșantionul nostru, atît ca morfologie externă cît și ca structură internă, este destul de bine păstrat, așa încît ne-a permis o determinare sigură.

R ă s p î n d i r e a : este o formă foarte răspîndită în împrejurimile de la Gosau.

Din cauza materialului puțin avut la dispoziție, precum și a stării proaste de conservare, formele de cf. *Pleurocora haueri* Edw. et H., cf. *Haplaraea pratzi* Felix și *Dendrosmilia* cf. *crassa* Reuss au fost doar citate.

★

În concluzie celor 48 de specii de coralieri cunoscuți din Bazinul Borodului se mai adaugă un număr de 15 specii de coralieri repartizați la 14 genuri.

Din aceste 15 specii, 12 specii și 9 genuri sînt noi pentru fauna de coralieri cretacic superiori din R. P. Romînă.

[1]) p. 333, tab. XXIV, fig. 6.

НОВЫЕ ФОРМЫ КОРАЛЛОВЫХ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАССЕЙНА БОРОД

РЕЗЮМЕ

В результате определения коралловых, обнаруженных в верхнемеловых отложениях бассейна Бород, был укомплектован список коралловых, известных в этом районе, еще 15-тью видами, относящимися к 14-ти родам.

Из указанных 15-ти видов, 12 видов и 9 родов впервые упоминаются в верхнемеловых отложениях Румынской Народной Республики.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 1.— Rhipidogyra poseidonis Felix; инв. № 80 (3/4 ×).
Рис. 2.— Rh. poseidonis Felix, поперечный разрез полированный; инв. № 80 (2×).
Рис. 3.— Stenosmilia tenuicosta (Reuss), поперечное полированное сечение молодой ветви; инв. № 81 (3,50×).
Рис. 4.— Platysmilia angusta (Reuss); Инв. № 90 (1×).
Рис. 5.— Pl. angusta (Reuss), поперечное полированное сечение; инв. № 92 (3×).
Рис. 6.— Pl. angusta (Reuss), поперечное полированное сечение; инв. № 93 (3×).
Рис. 7.— Pl. angusta (Reuss), поперечное полированное сечение; инв. №94 (3×).

Таблица II

Рис. 8.— Heterocoenia cf. verrucosa Reuss; инв. № 209, 210 (1,50 ×).
Рис. 9.— Thecosmilia abbreviata (Reuss), колония вид сверху; инв. № 223 (3/4×).
Рис. 10.— Th. abbreviata (Reuss), колония, вид сверху, частично полированный разрез; инв. № 224 (1×).
Рис. 11.— Th. abbreviata (Reuss), кораллит, поперечное полированное сечение; инв. № 225 (2×).
Рис. 12.— ? Glyphephyllia sp., поперечное полированное сечение; инв. № 233 (1,50×).

Таблица III

Рис. 13.— ? Glyphephyllia sp.; поперечное полированное сечение; инв. № 234 (1,50×).
Рис. 14.— ? Glyphephyllia sp.; инв. № 233 (3/4×).
Рис. 15.— Lasmogyra fenestrata Felix; инв. № 242 (2 ×).
Рис. 16.— L. fenestrata Felix; поперечное полированное сечение; инв. № 243 (2,70×).

Таблица IV

Рис. 17.— Astrogyra edwardsi (Reuss); инв. № 268 (3/4×),
Рис. 18.— A. edwardsi (Reuss), линейно сливающиеся кораллиты, поперечные и полированные сечения; инв. № 270 (1×).
Рис. 19.— A. edwardsi (Reuss), линейно сливающиеся кораллиты, поперечные и полированные сечения; инв. № 269 (1×).

Таблица V

Рис. 20.—Leptophyllia clavata Reuss, кораллиты различной стадии развития (*a,b,c,d*); инв. № 286—289 (3/5×).
Рис. 21.—L. clavata Reuss, прорастание межкораллитовых почек; инв. № 290, 291 (1×).
ис. 22.—L. clavata Reuss, кораллит, поперечное полированное сечение (стадия старения); инв. № 285 (1×).
Рис. 23.—L. clavata Reuss, поперечное полированное сечение зрелого кораллита; инв. № 292 (1×).

Таблица VI

Рис. 24.—Trochosmilia aff. didymophila Felix, поперечное полированное сечение; инв. № 329 (3/4 ×).
Рис. 25.—Trochosmilia aff. didymophila Felix. вид сбоку с вогнутой стороны; инв. № 329 (слабо увеличено).
Рис. 26.—Trochosmilia aff. didymophila Felix, вид сбоку с менее вогнутой стороны; инв. № 329 (слабо увеличено).

Таблица VII

Рис. 27.—Trochosmilia chondrophora Felix, трохоидальный кораллит; инв. № 327 (2,50 ×).
Рис. 28.—T. chondrophora Felix, поперечное полированное сечение; инв. № 327 (2,50 ×).
Рис. 29.—Phyllosmilia transiens (Felix); инв. № 334 (3/4×).
Рис. 30.—Ph. transiens (Felix); поперечное полированное сечение; инв. № 334 (3/4 ×).

NOUVELLES FORMES DE CORALLIAIRES DANS LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DU BOROD

RÉSUMÉ

De nouvelles déterminations, faites sur le matériel de Coralliaires du Crétacé supérieur du bassin du Borod, ont permis de compléter la liste des Coralliaires connus à ce jour, de 15 nouvelles espèces, réparties entre 14 genres.

Parmi ces 15 espèces, 12 espèces et 9 genres apparaissent pour la première fois dans la faune de Coralliaires du Crétacé supérieur de la République Populaire Roumaine.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Fig. 1. — *Rhipidogyra poseidonis* Felix, n° inv. 80 (3/4 ×).
Fig. 2. — *Rh. poseidonis* Felix, coupe transversale polie, n° inv. 80 (2 ×).
Fig. 3. — *Stenosmilia tenuicosta* (Reuss), coupe transversale polie d'un rameau jeune, n° inv. 81 (3,50 ×).

Fig. 4. — *Platysmilia angusta* (Reuss), n° inv. 90 (1 ×).
Fig. 5. — *Pl. angusta* (Reuss), coupe transversale polie, n° inv. 92 (3 ×).
Fig. 6. — *Pl. angusta* (Reuss), coupe transversale polie, n° inv. 93 (3 ×).
Fig. 7. — *Pl. angusta* (Reuss), coupe transversale polie, n° inv. 94 (3 ×).

Planche II

Fig. 8. — *Heterocoenia* cf. *verrucosa* Reuss, n° inv. 209, 210 (1,50 ×).
Fig. 9. — *Thecosmilia abbreviata* (Reuss), colonie, vue tergale, n° inv. 223(3/4×).
Fig. 10. — *Th. abbreviata* (Reuss), colonie, vue tergale, partiellement polie, n° inv. 224 (1 ×).
Fig. 11. — *Th. abbreviata* (Reuss), calice, coupe transversale polie, n° inv. 225 (2 ×).
Fig. 12. — ? *Glyphephyllia* sp., coupe transversale polie, n° inv. 233 (1,50 ×).

Planche III

Fig. 13. — ? *Glyphephyllia* sp., coupe transversale polie, n° inv. 234 (1,50 ×).
Fig. 14. — ? *Glyphephyllia* sp., n° inv. 233 (3/4 ×).
Fig. 15. — *Lasmogyra fenestrata* Felix, n° inv. 242 (2 ×).
Fig. 16. — *L. fenestrata* Felix, coupe transversale polie, n° inv. 243 (2,70 ×).

Planche IV

Fig. 17. — *Astrogyra edwardsi* (Reuss), n° inv. 268 (3/4 ×).
Fig. 18. — *A. edwardsi* (Reuss), calices présentant une fusion linéaire, coupes transversales polies, n° inv. 270 (1 ×).
Fig. 19. — *A. edwardsi* (Reuss), calices présentant une fusion linéaire, coupes transversales polies, n° inv. 269 (1 ×).

Planche V

Fig. 20. — *Leptophyllia clavata* Reuss, calices à divers stades de développement (*a*, *b*, *c*, *d*), n° inv. 286—289 (3/5 ×).
Fig. 21. — *L. clavata* Reuss, bourgeonnement intracalicinal, n° inv. 290—291 (1 ×).
Fig. 22. — *L. clavata* Reuss, calice, coupe transversale polie (stade de vieillesse), n° inv. 285 (1 ×).
Fig. 23. — *L. clavata* Reuss, coupe transversale polie d'un calice mûr, n° inv. 292 (1 ×).

Planche VI

Fig. 24. — *Trochosmilia* aff. *didymophila* Felix, coupe transversale polie, n° inv. 329 (3/4 ×).
Fig. 25. — *Trochosmilia* aff. *didymophila* Felix, vue latéralement, de la surface concave, n° inv. 329 (à un faible grossissement).
Fig. 26. — *Trochosmilia* aff. *didymophila* Felix, vue latéralement, de la surface moins concave, n° inv. 329 (à un faible grossissement).

Planche VII

Fig. 27. — *Trochosmilia chondrophora* Felix, calice trochoïde, n° inv. 327 (2,50 ×).
Fig. 28. — *T. chondrophora* Felix, coupe transversale polie, n° inv. 327 (2,50 ×).
Fig. 29. — *Phyllosmilia transiens* (Felix), n° inv. 334 (3/4 ×).
Fig. 30. — *Ph. transiens* (Felix), coupe transversale polie, n° inv. 334 (3/4 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. ALLOITEAU J., *Coelentérés*, in J. PIVETEAU, *Traité de paléontologie*, Paris, 1952, **I**.
2. FELIX J., *Studien über die korallenführenden Schichten d. oberen Kreideformationen in den Alpen u. den Mediterrangebieten. I. Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen*, Palaeontographica, 1903, **49**.
3. — *Anthozoa cretacea*, in *Fossilium Catalogus*, Berlin, 1914, pars 5, 6, 7.
4. GHEORGHIU C., *Studiul geologic al Văii Mureşului între Deva şi Dobra*, An. Com. geol., 1954, **27**.
5. GHERMAN I., *Cercetări geologice în colţul de SW al depr. Transilvane (între V. Streiu-ţului şi V. Ampoiului)*, Rev. Muz. Min. Geol. al Univ. din Cluj la Timişoara, 1940—1941, **VII**, *1—2*.
6. GIVULESCU R., *Contribuţiuni la studiul cretacicului superior din basinul Borodului*, Stud. şi cercet. ştiinţ., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1954, **V**, *1—2*.
7. ILIE MIRCEA, *Structura geologică a depresiunii Abrud*, An. Com. geol., 1953, **25**.
8. KOLOZSVÁRY G., *Magyarország Kréta idöszaki Koralljai*, Ann. Inst. Geol. Publici Hungarici, 1954, **XLII**, *2*.
9. — *Enumération des Coraux mésozoïques de la Hongrie et de la Transylvanie*, Bull. mensuel de la Soc. Linnéenne de Lyon, 1959, **2**, *6*.
10. KUHN O., *Zur Stratigraphie u. Tektonik d. Gosauschichten*, Sitz. d. österr. Ak. d. Wiss., 1947, **156**, *6—4*.
11. КУЗМИЧЕВА Е. И., *К морфологии рода Cyclolites*, Палеонтологический журнал, 1960, *3*.
12. MACOVEI G. et ATANASIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, An. Inst. geol. al Rom., 1931, **XVI**.
13. MARINCAŞ V., *Contribuţiuni la studiul Cret. sup. din reg. Sebeş*, Stud. şi cercet. ştiinţ., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1952, **III**, *3—4*.
14. PRATZ E., *Über die verwandschaftlichen Beziehungen einiger Korallengattungen mit hauptsächlicher Berücksichtigung ihrer Septalstruktur*, Palaeontographica, 1883, **XXIX**.
15. ŞURARU M., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de coralieri din cretacicul superior al basinului Borodului (notă preliminară)*, Bul. Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj, seria şt. nat., 1956, **I**, *1—2*.
16. REUSS AUG., *Beiträge z. Charakteristik d. Kreideschichten in den Ostalpen*, Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, 1854, **VII**.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FAUNEI MIOCENE DE LA ZORLENȚUL-MARE (BANAT)

DE

N. FLOREI

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 14 februarie 1961

Zorlențul-Mare este situat în Bazinul superior al Pogănișului, în amunte de scurtul defileu epigenetic de la Dezești. Întregul bazin superior, pînă în regiunea Valeadenii — Delinești, se încadrează într-un mic bazin depresionar, care se continuă și în regiunea învecinată a Ezerișului.

Ne găsim într-un relief colinar cu altitudini care înregistrează 250—300 m pe rama nordică a depresiunii și 450 m pe rama sudică, în zona de trecere spre cristalinul Semenicului. Prezența defileului epigenetic a condiționat maturizarea accentuată a bazinului depresionar. Pîraiele afluente ale Pogănișului în unele locuri taie adînc formațiunile sedimentare neogene, scoțîndu-le la zi.

ISTORIC

Primele referințe de interes paleontologic din regiunea studiată le avem de la G. Halavats (8), (9) care, în urma cercetărilor întreprinse în regiunea respectivă, pune în evidență pentru prima dată prezența mediteranului, prin cîteva forme de fosile găsite într-un ogaș, pe drumul ce duce de la Zorlențul-Mare spre Ezeriș. Halavats citează următoarele specii :

Conus (*Leptoconus*) *brezinae* R. Hoernes et Auinger
Ancillaria glandiformis Lam.
Turritella archimedis Brong.
Trochus sp.
Natica iosephinia Riss.
Caecum trachea Mont.
Cardium aff. *discrepans* Bast.
Pectunculus pilosus L.

În afară de macrofaună, el citează şi microfaună determinată de Franzenau Ágoston:

Miliolina badensis d'Orb.
Miliolina gibba d'Orb.
Miliolina rakosiensis Franz.
Miliolina seminulum L.
Alveolina mello Fichtl et Moll.
Polymorphina gibba d'Orb.
Rotalia beccari L.
Nonionina communis d'Orb.
Polystomella flexuossa d'Orb.
Amphistegina haueri d'Orb.
Heterostegina costata d'Orb.

O lipsă a lui G. Halavats constă în faptul că s-a mulţumit doar să citeze speciile, fără să indice însă şi locul unde au fost găsite menţionînd numai că fosilele au fost recoltate într-un nisip tufaceu.

În urma analizei litologo-paleontologice a aflorimentului fosilifer descris de noi, ne îndoim de identitatea acestui punct fosilifer cu cel descris de Halavats, pentru următoarele considerente : 1) materialul cercetat de noi a fost recoltat din marne argiloase-nisipoase, de culoare vineţie şi 2) din formele citate de Halavats, doar 2 specii figurează în materialul nostru, şi anume *Ancila glandiformis* Lam. şi *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* May. Un argument însă şi mai convingător, care ne face să conchidem că avem de-a face cu un punct fosilifer deosebit, este faptul că în aflorimentul de care ne ocupăm din pîrîul Izvoarelor abundă specii de *Cerithidae*, *Potamididae*, *Muricidae*, *Pleurotomidae*, *Arcidae*, *Tellinidae* etc., forme care nu figurează în lista dată de Halavats.

Tot G. Halavats semnalează şi prezenţa pontianului în regiunea cercetată, care este reprezentat prin argile şi nisipuri bine vizibile la est de Zorlenţul-Mare, între Dealul Vinii şi Dealul Glodu. Faciesul respectiv îl echivalează cu cel de Ciuchici şi Cîmpia (est de Biserica-Albă).

După Halavats, regiunea este cercetată de S. Gillet (7) care, în urma unui material bogat fosilifer, colectat din depozitele ponţiene de la Zorlenţul-Mare şi în urma unui studiu aprofundat asupra fosilelor, ajunge la concluzia că depozitele ponţiene constituie un facies echivalent celui de la Jabuka (la est de Vîrşeţ) şi nu celui de la Ciuchici şi Cîmpia, cum presupuse Halavats. După acest autor, fauna este similară cu acea întîlnită în Croaţia, apropiindu-se de cea de la Okrugljak. S. Gillet citează: *Limnocardium rothi* Hal., *L. riegeli* Hörn., *L. rogenhoferi* Bruss., *L. apertum* Münst., *L. mayeri* Hörn., *L. secans* Fuchs, *L. okrugici* Bruss., *L. zagrabiense* Bruss., *Plagiodacna* cf. *hoermanni* Bruss., *Paradacna* aff. *sirmiensis* Bruss., *P.* aff. *sirmiensis* Hörn., *Valenciennesia reussi* Neum.

Cele mai noi cercetări în această regiune le-a întreprins E. Pop, dar rezultatele acestor lucrări pînă în prezent nu au fost publicate.

CÎTEVA DATE GEOLOGICE ASUPRA REGIUNII

Din punct de vedere geologic, regiunea studiată de noi prezintă un mic golf al Bazinului Pogănișului. Formațiunile geologice sînt reprezentate prin cristalinul Semenicului, care constituie suportul formațiunilor geologice din regiune. Pe alocuri, cristalinul este străpuns de o intruziune banatitică, reprezentată prin granodiorite, care apar la zi în Valea Rea (pl. I, fig. 4).

Formațiunile cu cea mai mare extensiune în regiune sînt cele sedimentare neogene, care se află transgresiv peste cristalin. Aceasta demonstrează că mările mai vechi decît terțiarul n-au acoperit regiunea respectivă decît după paleogen, cînd au luat naștere marea Depresiune Panonică și depresiunile din interiorul Munților Banatului. În aceste depresiuni pătrund apele miocene și pliocene, formînd golfuri adînc intrate între munți. Unul dintre aceste golfuri a fost și cel de la Zorlențul-Mare. Faza orogenetică ce intervine în tortonian, accentuată în sarmațian, contribuie din plin la exondarea Carpaților. Ca o consecință directă a acestor mișcări, care au ca efect mărirea suprafețelor de uscat, în detrimentul celor ocupate de apă, se rupe ceva mai tîrziu și comunicarea dintre Bazinul Panonic și Bazinul Transilvaniei. Mișcările postpliocene încheie perioada lungă a fenomenelor orogenice alpino-carpatice, iar vechile golfuri dependente de bazinele amintite se micșorează treptat, trecînd rînd pe rînd prin faza marină, lacustră și, în sfîrșit, continentală. Sedimentele lăsate de Marea Panonică în retragere sînt dispuse, în pături aproape orizontale, cu o cădere ușoară monoclinală, de la sud la nord. Ele sînt formate din nisipuri și marne nisipoase, de culoare violacee.

Depozitele sedimentare neogene sînt reprezentate prin *tortonian*, care aflorează în pîrîul Izvoarelor, între Dealul Grînii, Dealul Neagului și Dealul Obîrșiei (pl. I, fig. 1—2). Tortonianul este așezat transgresiv peste cristalinul Semenicului. Micul petic de tortonian găsit de noi are o extensiune redusă (circa 10 m lungime și 2 m înălțime); de fapt însă el are o extensiune mult mai mare, fiind acoperit de sedimentele mai noi din regiune. Tortonianul este reprezentat prin argile nisipoase de culoare violacee, uneori bogate în fluturași de mică, și în care abundă o faună numeroasă de moluște. Pontianul, care în regiune are extensiunea cea mai mare, este format din două serii de strate : o serie mai argiloasă la bază și una nisipoasă la partea superioară. Acestea sînt bine vizibile la est de Zorlențul-Mare, între Dealul Vinii și Dealul Glodu (pl. I, fig. 3), precum și la vest de această localitate, pe pîraiele Gamzei și Izvoarelor.

Complexul inferior al pontianului, care este reprezentat prin argile marnoase de culoare vineție, este caracterizat, din punct de vedere paleontologic, prin forme de limnocardiacee ca : *L. riegeli* Hörn., *L. mayeri* Hörn., *L. zagrabiense* Bruss., și congerii : *C. zagrabiensis* Bruss., *C. superfoetata* Bruss., faună care indică o afinitate cu cea de la Okrugljak. Noi însă am colectat și forme de *L. apertum* Münst., *L. secans* Fuchs și *Congeria rhomboidea* Hörn., fapt care ne face să conchidem că fauna respec-

tivă prezintă o afinitate şi cu fauna din Tirol, care însă reprezintă un facies mai nisipos. În aceste argile se găsesc intercalaţii de nisipuri albastre, uneori cu o grosime de 1 m. Aceste argile s-au păstrat sub formă de terase, care se observă bine pe malul drept al Pogănişului. Orizontul cu argile este bine dezvoltat, mai ales în părţile sudice ale golfului, unde îl găsim direct peste fundamentul cristalin (12).

Complexul superior al ponţianului este reprezentat printr-un facies nisipos. Nisipul este de culoare galbenă-roşcată, datorită bogăţiei în oxizi de fier şi formează cupole la est de Zorlenţ, care cîteodată se înşiră într-un singur rînd, dînd un aspect caracteristic acestei regiuni. Datorită friabilităţii lor, mai ales, în apropierea cristalinului, ele sînt desvelite de torenţi, pe grosimi variind între 6 şi 10 m.

Cele mai noi depozite aparţin *cuaternarului*, care acoperă aproape întreaga regiune.

CÎTEVA CONSIDERAŢII DIN PUNCT DE VEDERE PALEOECOLOGIC

Bazinul de la Zorlenţul-Mare reprezintă un golf al mării tortoniene, unde, datorită condiţiilor favorabile ce au existat, s-a dezvoltat o faună bogată şi variabilă. Că aceste condiţii au fost din cele mai prielnice pentru dezvoltarea vieţii animale se poate verifica prin prezenţa cochiliilor întregi, admirabil conservate, uneori păstrîndu-se chiar coloraţia naturală, cum ar fi la formele de *Cerithidae*, *Tellinidae*, *Arcidae* etc., cochilii nerulate, precum şi prin cochiliile unor lamellibranhiate, care au de cele mai multe ori valvele închise şi într-o poziţie verticală.

În privinţa adîncimii, putem afirma că acest bazin reprezenta o zonă de ţărm, judecînd după faptul că rocile sînt de natură nisipoasă-argiloasă. De altfel şi caracterul faunei studiate ne arată că aceasta aparţine aproape în exclusivitate zonei litorale, caracterizată prin ape agitate şi de o adîncime nu prea mare. Acest fapt este confirmat de prezenţa unor cochilii masive, cum ar fi *Ostrea boblayi* şi o mulţime de *Muricidae*. Prezenţa hexacoralierilor, destul de abundenţi, ca şi forme destul de numeroase de *Solecurtus*, care populează suprafeţe nisipoase la o adîncime neînsemnată, ne arată că majoritatea formelor aparţin tipului de faună legat de un substrat nisipos. Pentru acest substrat sînt caracteristice atît organismele care pătrund în mîl, cît şi cele ce se mişcă liber pe substrat, fapt confirmat prin formele găsite de noi.

Referindu-ne la factorul *temperatură*, *salinitate*, pe baza materialului colectat, putem afirma că temperatura era ridicată, fapt dovedit prin aceea că întîlnim forme masive şi foarte bogat ornamentate, concretizate printr-o mare bogăţie de sculptură, ca : noduri, coaste, striuri etc.; prezenţa unor genuri ca *Arca*, *Pectunculus*, *Cardita* şi *Pecten*, care sînt foarte sensibile la schimbarea salinităţii, este cel mai bun indiciu că avem de-a face cu un bazin cu salinitate normală. Prezenţa hexacoralierilor în regiunea cercetată nu face decît să întărească şi mai mult această concluzie.

Faptul că asociația faunistică este foarte variată și bogată în specii înseamnă că și cantitatea de *hrană* care a stat la dispoziția acestor organisme a fost abundentă. Făcînd o analiză a faunei din punctul de vedere al regimului alimentar, observăm că majoritatea formelor erau ierbivore (*Turritella*, *Oxystela*, *Hydrobia*, *Cerithium*, *Vermetus*, *Fissurella*) și limnivore, acestea din urmă fiind reprezentate îndeosebi prin lamellibranhiate. Frecvența ierbivorelor ne indică o floră bogată, care s-a putut dezvolta numai în zona litorală, unde complexul de condiții ecologice a fost optim. Sigur că nu lipsesc nici organismele carnivore, din care am colectat în număr foarte mare, cum sînt formele de *Nassa*, *Conus*, *Natica*, *Murex* și *Purpura*, care trăiau pe seama organismelor ierbivore. Faptul că numeroase cochilii de *Cerithidae*, *Turritellidae* și multe alte cochilii de lamellibranhiate sînt găurite, ceea ce înseamnă că le-a fost devorat conținutul, este un indiciu că și aceste organisme erau destul de frecvente.

CONCLUZII

Din analiza litologo-paleontologică a depozitelor tortoniene de la Zorlențul-Mare, rezultă că ne găsim într-o regiune de țărm a unui golf de dimensiuni nu prea mari, unde, datorită condițiilor de mediu optime, s-a dezvoltat o faună bogată și variată.

Dacă ne referim la frecvența formelor tortoniene de la Zorlențul-Mare, în comparație cu formele citate din depozitele tortoniene din alte regiuni, constatăm o asemănare din punct de vedere faunistic, fapt care ne arată strînsa legătură care a existat între aceste bazine.

Luînd în considerare concluziile de ordin paleoecologic și identitatea faunistică cu cea de la Buituri și celelalte puncte fosilifere, sîntem și noi de acord cu unii autori (14) că vîrsta depozitelor din această regiune este tortonian medie.

Prin descoperirea *noului afloriment fosilifer* tortonian de la Zorlențul-Mare, unde am colectat și determinat un număr de *70 de forme necitate în regiune*, aducem o contribuție nouă la cunoașterea faunei miocene din Banat.

Clasa **LAMELLIBRANCHIATA**

Familia LUCINIDAE

Lucina (Linga) columbella Lam.

(Pl. II, fig. 5)

1955 *Lucina* (*Linga*) *columbella* Lam.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. I, fig. 4, 5, 6, 7.

Dimensiuni. Lățime: 16 mm. Înălțime: 18 mm.

Loripes (Loripes) dujuardini Desh.

(Pl. II, fig. 6)

1955 *Loripes* (*Loripes*) *dujuardini* Desh.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. I, fig. 12 şi 13.

Dimensiuni. Lăţime: 15 mm. Înălţime: 15 mm.

Familia **TELLINIDAE**

Gastrana fragilis L.

(Pl. II, fig. 8)

1879 *Fragilia fragilis* M. Hörnes (10), Taf. VIII, fig. 5 a—c.
1954 *Gastrana fragilis* L.; Korobkov (13), tabl. XI, fig. 9—10.

Dimensiuni. Lăţime: 38 mm. Înălţime: 27 mm.

Exemplarele noastre corespund formelor descrise de M. Hornes din Bazinul Vienei. *Gastrana fragilis* este asemănătoare cu *G. schönni* Hörn., de care se deosebeşte prin aceea că este mai bombată, caracter care o diferenţiază şi de restul tellinidelor. *Gastrana fragilis* se găseşte frecvent în depozitele miocene ale bazinului vienez, îndeosebi în calcarele de Leitha. Pe teritoriul Uniunii Sovietice, o întîlnim răspîndită în miocenul părţii vestice a R.S.S. Ucrainene şi în sedimentele cuaternare ale terasei Karangatsk. La fel este citată în tortonianul de la Korytnice (R.P. Polonă). În prezent trăieşte în Marea Neagră.

Familia **SANGUINOLARIIDAE**

Solecurtus (Zozia) antiquatus Pult.

(Pl. II, fig. 7)

1870 *Psammosolen coarctatus* Gmel.; Hörnes (10), Taf. 1, fig. 18.
1954 *Solecurtus* (*Zozia*) *antiquatus* Pult.; Korobkov (13), tabl. XVII, fig. 4.

Dimensiuni. Lăţime: 28 mm. Înălţime: 15 mm.

Valvele alungite, subţiri, foarte fragile şi cu ambele extremităţi aproape egal rotunjite. La mijloc valvele prezintă o uşoară depresiune. Formă citată în Bazinul Vienei, R.S.S. Ucraineană, în partea de apus şi Korytnice (R.P. Polonă).

Familia **MACTRIDAE**

Lutraria latissima Desh.

(Pl. II, fig. 9)

1870 *Lutraria latissima* Desh.; Hörnes (10), Taf. 6, fig. 1.
1912 *Lutraria latissima* Desh.; Friedb. (5), tabl. X, fig. 3.

Dimensiuni. Lățime: 40 mm. Înălțime: 30 mm.
Formă citată în Bazinul Vienei.

Familia **MESODESMATIDAE**

Ervillia pussilla Phill.

(Pl. II, fig. 11)

1870 *Ervillia pussilla* Phill.; Hörnes (10), Taf. 3, fig. 13 a—g.
1954 *Ervillia pussilla* Phill.; Korobkov (13), tabl. XXII, fig. 12 a, b, 13.

Dimensiuni. Lățime: 8 mm. Înălțime: 5 mm.
Formă citată în Bazinul Vienei și cel al Transilvaniei. Pe teritoriul U.R.S.S. este răspîndită în depozitele tortoniene din partea de apus a R.S.S. Ucrainene.

Ervillia podolica Eichw.

(Pl. II, fig. 10)

1870 *Ervillia podolica* Eichw.; Hörnes (10), Taf. 3, fig. 12.
1955 *Ervillia podolica* Eichw.; Korobkov (13), tabl. XXII, fig. 14 a, b.

Dimensiuni. Lățime: 20 mm. Înălțime: 30 mm.
Formă rară în depozitele tortoniene, o întîlnim frecvent la Lăpugiu.

Familia **CARDIIDAE**

Cardium (Acanthocardia) turonicum May.

(Pl. III, fig. 13)

1955 *Cardium (Acanthocardia) turonicum* May.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. II, fig. 5—6

Dimensiuni. Lățime: 17 mm. Înălțime: 15 mm.

Cardium (Cerastoderma) edule L.

(Pl. III, fig. 19)

1870 *Cardium edule* L.; Hörnes (10), Taf. 25, fig. 2–3.
1954 *Cardium* (*Cerastoderma*) *edule* L.; Korobkov (13), p. 120.

Dimensiuni. Lățime : 13 mm. Înălțime : 11 mm.
Formă foarte frecventă în Bazinul Vienei. Pe teritoriul U.R.S.S. este citată în depozitele cuaternare și unele părți de sud și nord.

Familia **ASTARTIDAE**

Astarte triangularis Mont.

(Pl. III, fig. 18)

1870 *Astarte triangularis* Mont.; Hörnes (10), Taf. 37, fig. 1 a–d, e–f.

Dimensiuni. Lățime : 7 mm. Înălțime : 6 mm.
Valva studiată, prin caracterul ei, poate fi identificată cu valvele analoge, descrise și figurate în M. Hörnes. Formă răspîndită în Bazinele Vienei și Transilvaniei.

Familia **CARDITIDAE**

Cardita (Venericardia) partschi Goldf.

(Pl. III, fig. 12)

1870 *Cardita partschi* Goldf.; Hörnes (10), Taf. 36, fig. 3 a–d.
1955 *Cardita* (*Venericardia*) *partschi* Goldf.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. IV, fig. 5, 6, 7, 8.

Dimensiuni. Lățime : 18 mm. Înălțime : 18 mm.

Glans (Lazariella) hippopea Bast.

(Pl. III, fig. 14)

1870 *Cardita hippopea* Bast.; Hörnes (10), Taf. 36, fig. 10 a–c.
1954 *Cardita* (*Lazariella*) *hippopea* Bast.; Korobkov (13), tabl. XXXIX, fig. 10 a, b.

Dimensiuni. Lățime : 18 mm. Înălțime : 14 mm.
Valvele speciei noastre corespund diagnozei și figurilor date în lucrarea lui M. Hörnes și aceea a lui I. A. Korobkov. *Glans*

(*Lazariella*) *hippopea* Bast. este răspîndită în tortonianul Bazinului Vienei și celui al Transilvaniei. Pe teritoriul Uniunii Sovietice este întîlnită în etajul burdigalian din R.S.S. Gruzină.

Familia **VENERIDAE**

Venus (Ventriculoidea) multilamella Lam.

(Pl. III, fig. 16)

1955 *Venus* (*Ventriculoidea*) *multilamella* Lam.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. V, fig. 8—9.

Dimensiuni. Lățime : 30 mm. Înălțime : 29 mm.

Familia **CHIONIDAE**

Chione (Clausinella) plicata Gmel.

(Pl. III, fig. 17)

1870 *Venus plicata* Gmel.; Hörnes (10), Taf. 15, fig. 4—6.
1955 *Chione* (*Clausinella*) *plicata* Gmel.; Korobkov (13), tabl. XLIV, fig. 4a, b, 5a, b.

Dimensiuni. Lățime : 26 mm. Înălțime : 27 mm.
Formă citată în depozitele tortoniene de la Buituri, Lăpugiu, partea de apus a R.S.S. Ucrainene și Korytnice (R.P. Polonă).

Chione (Clausinella) basteroti Desh.

(Pl. III, fig. 15)

1955 *Chione* (*Clausinella*) *basteroti* Desh.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. V, fig. 2.

Dimensiuni. Lățime : 7 mm. Înălțime : 6 mm.

Familia **MERETRICIDAE**

Cardiopsis islandicoides Lam.

(Pl. IV, fig. 20)

1870 *Cardiopsis islandicoides* Lam.; Hörnes (10), Taf. 13, fig. 2a—c.
1954 *Cardiopsis islandicoides* Lam.; Korobkov (13), tabl. XLVII, fig. 11a, b.

Dimensiuni. Lățime : 42 mm. Înălțime : 38 mm.

Cardiopsis islandicoides Lam. este răspîndită în Bazinul Transilvanei şi cel al Vienei. Pe teritoriul Uniunii Sovietice este răspîndită în tortonianul R.S.S. Moldoveneşti şi Lvov.

Familia **ARCIDAE**

Barbatia (Barbatia) barbata L.

(Pl. IV, fig. 22)

1955 *Barbatia* (*Barbatia*) *barbata* L.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. V, fig. 4.

Dimensiuni. Lăţime: 12 mm. Înălţime: 5 mm.

Anadara (Anadara) diluvii Lam.

(Pl. IV, fig. 21)

1955 *Anadara* (*Anadara*) *diluvii* Lam.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. VI, fig. 1—6.

Dimensiuni. Lăţime: 23—32 mm. Înălţime: 15—27 mm.

Familia **PECTUNCULIDAE**

Pectunculus (Axinea) deshayesi May.

(Pl. IV, fig. 23)

1955 *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* Lam.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. VII, fig. 9 şi 10.

Dimensiuni. Lăţime: 19 mm. Înălţime: 19 mm.

Familia **ANOMIIDAE**

Anomia ephippium L. var. **rugulosostriata** Bronn.

(Pl. IV, fig. 26)

1955 *Anomia ephippium* L. var. *rugulosostriata* Bronn.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. VI, fig. 7, 10, 11, 12.

Dimensiuni. Lăţime: 19 mm. Înălţime: 17 mm.

Familia **PECTINIDAE**

Chlamys (Chlamys) malvinae Dub.

(Pl. IV, fig. 24)

1870 *Pecten malvinae* Dub.; Hörnes (10), Taf. 64, fig. 5.
1954 *Chlamys (Chlamys) malvinae* Dub.; Korobkov (13), tabl. 54, fig. 7,9.

Dimensiuni. Lățime: 18 mm. Înălțime: 19 mm.
O întîlnim răspîndită în tortonianul din diverse puncte ale Europei. Frecventă în calcarele de Leitha, din Bazinul Vienei și al Transilvaniei.

Pecten substriatus d'Orb.

(Pl. IV, fig. 25)

1870 *Pecten substriatus* d'Orb.; Hörnes (10), Taf. 64, fig. 2.
1912 *Pecten substriatus* d'Orb.; Friedberg (5), tabl. 10, fig. 3.

Dimensiuni. Lățime: 17 mm. Înălțime: 15 mm.
Formă rară în depozitele miocene ale Europei.

Familia **OSTREIDAE**

Ostrea digitalina Dub.

(Pl. IV, fig. 27)

1955 *Ostrea digitalina* Dub.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. VIII, fig. 1,2,3 și 4.

Dimensiuni. Lățime: 20 mm. Înălțime: 30 mm.

Ostrea boblayi Desh.

(Pl. V, fig. 31)

1870 *Ostrea boblayi* Desh.; Hörnes (10), Taf. 70, fig. 1—4.

Dimensiuni. Lățime: 110 mm. Înălțime: 135 mm.
Valvele de talie mare, groase, cu puternice coaste, în formă de cute radiare. Coastele sînt întretăiate de numeroase striuri de creștere, ce le

dau un aspect foliaceu-scalariform. Impresia mușchiului, aproape centrală, cu un contur oval neregulat. Este răspîndită în depozitele miocene ale Bazinului Vienei și al Transilvaniei (Lăpugiu).

Familia **MITILIDAE**

Lithodomus avitensis May.

(Pl. V, fig. 28)

1870 *Lithodomus avitensis* May.; Hörnes (10), Taf. 45, fig. 3, 4, 5.
1936 *Lithodomus avitensis* May.; Friedberg (5), tabl. XXX, fig. 15—17.

Dimensiuni. Lățime: 9 mm. Înălțime: 20 mm.
Formă rară în depozitele tortoniene ale Europei.

Familia **TEREDIDAE**

Teredo norvegica Spengler

(Pl. V, fig. 30)

1870 *Teredo norvegica* Spengler; Hörnes (10), Taf. 1, fig. 5,6,7.

Avem impresiuni fragmentare ale cochiliilor, dar sînt bine păstrate mulajele tuburilor răsucite, mai mult sau mai puțin groase. După aspect, ele sînt identice cu cele lăsate de *Teredo norvegica* actuale. Tuburi de *Teredo norvegica* sînt frecvente în Bazinul Vienei, la Kalksburg. În general, această specie o mai întîlnim în depozitele miocene din Italia, R.P. Ungară, Franța.

Familia **CORBULIDAE**

Corbula (Corbula) carinata Duj.

(Pl. V, fig. 29)

1955 *Corbula* (*Corbula*) *carinata* Duj.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. IX, fig. 4, 5, 6, 7.

Dimensiuni. Lățime: 14 mm. Înălțime: 9 mm.

Clasa GASTEROPODA

Familia PLEUROTOMIDAE

Pleurotoma (Clavatula) sabinae R. Hoernes et Auinger

(Pl. VI, fig. 33)

1879 *Pleurotoma (Clavatula) sabinae* Hoern. u. Auing. (11), Taf. XLVIII, fig. 10—11.

Dimensiuni. Lungime: 5—10 mm. Înălțime: 12—20 mm.
Formă foarte răspîndită în Bazinul Vienei și cel al Transilvaniei (Lăpugiu).

Pleurotoma (Clavatula) dorotheae R. Hoernes et Auinger

(Pl. VI, fig. 34)

1879 *Pleurotoma (Clavatula) dorotheae* R. Hoern. u. Auing. (11), Taf. XLVI, fig. 4,7.

Dimensiuni. Lungime: 7 mm. Înălțime: 17 mm.
Formă rară în tortonianul Europei.

Pleurotoma (Clavatula) granulo-cincta Münst.

(Pl. VI, fig. 35)

1856 *Pleurotoma (Clavatula) granulo-cincta* Münst.; Hörnes (10), Taf. 37, fig. 14—1.

Dimensiuni. Lungime: 10 mm. Înălțime: 18—23 mm.
Formă foarte comună în Bazinul Vienei și al Transilvaniei. Citată la Korytnice în R.P. Polonă.

Pleurotoma (Clavatula) veronicae R. Hoernes et Auinger

(Pl. VI, fig. 32)

1879 *Pleurotoma (Clavatula) veronicae* R. Hoern. u. Auing. (11), Taf. XLVI, fig. 11—1.

Dimensiuni. Lungime: 9 mm. Înălțime: 26 mm.
Formă citată în tortonianul din Bazinul Vienei, Lăpugiu, Korytnice (R.P. Polonă).

Clavatula (Perrona) jouanneti Desm.

(Pl. VI, fig. 40)

1856 *Pleurotoma jouanneti* Desm.; Hörnes (10), Taf. 38, fig. 1–6.
1954 *Pleurotoma (Perrona) jouanneti* Desm.; Korobkov (13), p. 389.

Dimensiuni. Lungime: 15 mm. Înălțime: 35 mm.
Formă răspîndită în depozitele tortoniene din Europa.

Surcula (Pseudotoma) intorta Brocc.

(Pl. VI, fig. 42)

1856 *Pleurotoma intorta* Brocc.; Hörnes (10), Taf. 36, fig. 1–2.
1955 *Surcula (Pseudotoma) intorta* Brocc.; Korobkov (13), tabl. CV, fig. 14, 15a, b.

Dimensiuni. Lungime: 20 mm. Înălțime: 30 mm.
Citată în tortonianul de la Lăpugiu, în partea de vest a R.S.S. Ucrainene și Korytnice, din R.P. Polonă.

Familia FISSURELLIDAE

Fissurella graeca L.

(Pl. VI, fig. 37)

1954 *Fissurella graeca* L.; Friedberg (5) cu toate sinonimiile, tabl. XXXIV, fig. 3–5.

Dimensiuni. Lungime: 8 mm. Înălțime: 10 mm.
Forma noastră corespunde întru totul descrierii date de W. Friedberg (5). O întîlnim rar în tortonian.

Familia TROCHIDAE

Oxystele orientalis Cosm. et Peyr.

(Pl. VI, fig. 36)

1955 *Oxystele orientalis* Cosm. et Peyr.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. X. fig. 1, 2.

Dimensiuni. Lungime: 8 mm. Înălțime: 10 mm.

Gibbula (Gibbula) buchi Dub.

(Pl. VI, fig. 38 și 39)

1854 *Gibbula buchi* Dub.; Friedberg (5), tabl. XXX, fig. 8—14.
1955 *Gibbula (Gibbula) buchi* Dub.; Korobkov (13), tabl. V, fig. 19, 20, 21, 22.

Dimensiuni. Lungime: 20 mm. Înălțime: 25 mm.
Citată în tortonianul de la Lăpugiu și în partea de apus a R.S.S. Ucrainene.

Familia **CYCLOSTREMATIDAE**

Tinostoma woodi M. Hörnes

(Pl. VI, fig. 41)

1954 *Tinostoma woodi* Hörn.; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tabl. XXXIII, fig. 10.

Dimensiuni. Lungime: 3 mm. Înălțime: 1 mm.
Formă răspîndită în depozitele miocene ale Europei.

Familia **NERITIDAE**

Neritina (Theodoxus) picta Fer.

(Pl. VII, fig. 44)

1955 *Neritina (Theodoxus) picta* Fer.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. XIX, fig. 5—6.

Dimensiuni. Lungime: 4—7 mm. Înălțime: 5—9 mm.

Familia **SCALIDAE**

Scala duboisi Friedb.

(Pl. VIII, fig. 56)

1954 *Scala duboisi* Friedb. (5), tabl. XXXVIII, fig. 22.

Dimensiuni. Lungime: 2 mm. Înălțime: 5 mm.
Formă citată în tortonianul de la Lăpugiu, Buituri, rară în Bazinul Vienei.

Familia **HYDROBIIDAE**

Hydrobia frauenfeldi M. Hörnes

(Pl. VII, fig. 43)

1954 *Hydrobia frauenfeldi* Hörnes ; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tab. XXIV, fig. 6—7.

Dimensiuni. Lungime : 1 mm. Înălțime : 3 mm.
Formă foarte rară în depozitele tortoniene ale Europei.

Familia **EULIMIDAE**

Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula Eichw.

(Pl. VII, fig. 48)

1954 *Turbonilla* (*Sulcoturbonilla*) *turricula* Eichw. ; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tabl. XXVIII, fig. 6.

Dimensiuni. Lungime : 2 mm. Înălțime : 6 mm.
Citată în partea de vest a R.S.S. Ucrainene, Lăpugiu.

Eulima (Subularia) subulata Don.

(Pl. VII, fig. 52)

1954 *Eulima* (*Subularia*) *subulata* Don. ; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tabl. XXVII, fig. 2.

Dimensiuni. Lungime : 3 mm. Înălțime : 10 mm.
Citată în depozitele miocene ale Bazinului Vienei, Lăpugiu și Korytnice (R.P. Polonă).

Familia **CERITHIDAE**

Cerithium (Thericium) europaeum May.

(Pl. VII, fig. 47)

1954 *Cerithium europaeum* May. ; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tabl. XVI, fig. 3—4.

Dimensiuni. Lungime : 8—9 mm. Înălțime : 19—25 mm.
Formă frecventă în Bazinul Vienei și al Transilvaniei. În U.R.S.S., o întîlnim în tortonianul regiunii Lvov.

Familia **POTAMIDIDAE**

Terebralia bidentata Defr.

(Pl. VII, fig. 50)

1955 *Terebralia bidentata* Defr.; Tudor (22), pl. VIII, fig. 66—67.

Dimensiuni. Lungime : 7—11 mm. Înălțime : 11—47 mm.

Pirenella moravica variabilis Friedb.

(Pl. VII, fig. 46)

1955 *Pirenella moravica variabilis* Friedb.; Strausz (20), Taf. IV, fig. 44, 45, 48, 49, 53; Taf. V, fig. 54, 55, 56, 57; Taf. VI, fig. 80—86, 88—94.

Dimensiuni. Lungimea : 5—10 mm. Înălțimea : 15—28 mm.
Posedăm peste 100 de exemplare foarte bine conservate ale acestei specii, cărora li se păstrează chiar colorația naturală, inițială. Exemplarele noastre corespund diagnozei și figurilor din monografia lui L. Strausz. Formă foarte frecventă în tortonianul din R.P. Ungară și R.P. Polonă.

Pirenella nodosoplicata M. Hörnes

(Pl. VII, fig. 49)

1955 *Pirenella nodosoplicata* Hörnes; Strausz (20), Taf. 4, fig. 38.

Dimensiuni. Lungime : 6 mm. Înălțime : 20 mm.
Formă răspîndită în tortonianul și sarmațianul Europei.

Familia **TURRITELLIDAE**

Turritella turris Bast.

(Pl. VII, fig. 54)

1955 *Turritella turris* Bast.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. X, fig. 11.

Dimensiuni. Lungime : 5—10 mm. Înălțime : 11—44 mm.

Turritella (Torculoidella) subangulata Brocc. var **polonica** Friedb.

(Pl. VII, fig. 51)

1955 *Turritella subangulata* Brocc. var. *polonica* Friedb.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. XI, fig. 2.

Dimensiuni. Lungime : 6 mm. Înălțime : 20 mm.

Familia **VERMETIDAE**

Vermetus intortus Lam.

(Pl. VII, fig. 53)

1954 *Vermetus intortus* Lam.; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tabl. XIX, fig.11—12.

Formă citată în Bazinul Transilvaniei și în partea de apus a R.S.S. Ucrainene.

Familia **NATICIDAE**

Natica (Euspira) catena da Costa var. **helicina** Brocc.

(Pl. VIII, fig. 58)

1955 *Natica* (*Euspira*) *catena* da Costa var. *helicina* Brocc.; Moisescu (14) cu toate sinonimiile, pl. XIX, fig. 14 și 15.

Dimensiuni. Lungime : 12—18 mm. Înălțime : 10—17 mm.

Natica (Polinices) redempta Micht.

(Pl. VIII, fig. 59)

1954 *Natica* (*Polinices*) *redempta* Micht.; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tabl. XXVI, fig. 6—7.

Dimensiuni. Lungime : 11—20 mm. Înălțime : 9—18 mm.

Forma noastră corespunde diagnozei date de W. Friedberg, cu excepția striurilor de pe ultimul tur care sînt mai puțin reliefate. Formă foarte răspîndită în depozitele miocene din Europa.

Familia **MURICIDAE**

Purpura haemastomoides R. Hoernes et Auinger

(Pl. VIII, fig. 55)

1954 *Purpura haemastomoides* R. Hoernes et Auinger; Friedberg (5) cu toate sinonimiile, tabl. XXXVIII, fig. 6.

Dimensiuni. Lungime: 20 mm. Înălțime: 35 mm.
Formă rară în depozitele tortoniene. Citată la Korytnice (R.P. Polonă).

Murex aff. **sedgwicki** Micht.

(Pl. VIII, fig. 60)

1912 *Murex sedgwicki* Micht.; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tabl. X, fig. 10.

Dimensiuni. Lungime: 45 mm. Înălțime: 70 mm.
Exemplarul nostru unic este asemănător formei lui M. Sedgwicki, descrisă și figurată de M. Hörnes, doar că spinii sînt mai puțin dezvoltați.

Tritonalia (Ocinebrina) sublavata Bast.

(Pl. VIII, fig. 61).

1955 *Murex sublavatus* Bast.; Moisescu (14), pl. XX, fig. 7, 8 și 9.
1955 *Tritonalia (Ocinebrina) sublavata* Korobkov (13), tabl. LXXI, fig. 11 a, b.

Dimensiuni. Lungime: 15 mm. Înălțime: 30 mm.
Citată la Lăpugiu, Bazinul Vienei, în partea de apus a R.S.S. Ucrainene și la Korytnice (R.P. Polonă).

Murex transylvanicus R. Hoernes et Auinger

(Pl. VIII, fig. 62)

1879 *Murex transylvanicus* R. Hoernes et Auinger (11), Taf. XXIV, fig. 12 a, b, c.

Dimensiuni. Lungime: 7 mm. Înălțime: 15 mm.
Formă rară, citată numai la Lăpugiu.

Familia **MITRIDAE**

Mitra scrobiculata Brocc.

(Pl. IX, fig. 68)

1856 *Mitra scrobiculata* Brocc.; Hörnes (10), Taf. 10, fig. 14, 15, 16, 17, 18.

Dimensiuni. Lungime: 9 mm. Înălțime: 36 mm.
Formă foarte comună în depozitele tortoniene din Europa.

Vexillum (Uromitra) cupressinum Brocc.

(Pl. IX, fig. 69)

1879 *Mitra cupressina* Brocc.; R. Hoernes u. Auinger (11), Taf. 10, fig. 10.
1955 *Vexillum (Uromitra) cupressinum* Brocc.; Korobkov (13), p. 322.

Dimensiuni. Lungime: 5 mm. Înălțime: 24 mm.
Formă foarte frecventă în Bazinul Vienei și al Transilvaniei.

Familia **OLIVIDAE**

Ancilla (Baryspira) glandiformis Lam.

(Pl. IX, fig. 63)

1911—1928 *Ancilla (Baryspira) glandiformis* Lam.; Friedb. (5), Taf. 6, fig. 1.

Dimensiuni. Lungime: 30 mm. Înălțime: 40 mm.

Familia **VASIDAE**

Tudicla rusticula Bast.

(Pl. VIII, fig. 57)

1856 *Pyrula rusticula* Bast.; Hörnes (10), Taf, 27, fig. 1—10.
1955 *Tudicla rusticula* Bast.; Korobkov (13), tab. LXXXV, fig. 16a, 1 b, 17.

Dimensiuni. Lungime: 30 mm. Înălțime: 40 mm.
Citată în tortonianul de la Buituri, Lăpugiu, în partea de apus a R.S.S. Ucrainene și Korytnice (R.P. Polonă).

Familia **NASSIDAE**

Nassa schönni R. Hoernes et Auinger

(Pl. X, fig. 72)

1879 *Buccinum (Niotha) schönni* R. Hoernes et Auinger (11), Taf. XV, fig. 18, 19, 20.
1955 *Nassa schönni* R. Hoern. et Auing.; Korobkov (13), tab. XCH, fig. 21a, b.

Dimensiuni. Lungime : 3—5 mm. Înălțime : 14 mm.
Formă foarte răspîndită în depozitele miocene ale Europei.

Nassa miocaenica Micht.

(Pl. X, fig. 73)

1879 *Buccinum miocenicum* Micht.; Hoernes (11), Taf. 14, fig. 32.
1955 *Nasa miocenica* Micht.; Friedberg (5), p. 104.

Dimensiuni. Lungime : 5—10 mm. Înălțime : 10—20 mm.
Citată în Bazinul Vienei și cel al Transilvaniei; de asemenea în depozitele tortoniene de la Korytnice (R.P. Polonă).

Nassa restitutiana Font.

(Pl. X, fig. 74)

1906 *Nassa restitutiana* Font.; Friedb. (5), Tabl. V, fig. 6.

Dimensiuni. Lungime : 7 mm. Înălțime : 20 mm.
Citată la Lăpugiu în partea de apus a R.S.S. Ucrainene și la Korytnice.

Nassa asperata Coss.

(Pl. X, fig. 71)

1882 *Nassa asperata* Cocc.; L. Bellardi, I. Moll. del Piemonte, parte III, tav. VII, fig. 19 (a,b,c).

Dimensiuni. Lungime : 3—5 mm. Înălțime : 5—6 mm.
Formă foarte rară în depozitele tortoniene ale Europei. Citată în Bazinul Vienei.

Familia **COLUMBELLIDAE**

Columbella (Alia) curta Duj.

(Pl. X, fig. 75)

1856 *Columbella curta* Bell.; Hörnes (10), Taf. 11, fig. 2–6.
1879 *Columbella curta* Duj.; Hoern. u. Auing. (11), Taf. VII, fig. 15–20.
1955 *Columbella* (*Alia*) *curta* Duj.; Korobkov (13), p. 365.

Dimensiuni. Lungime: 5 mm. Înălțime: 10 mm.
Formă foarte comună în depozitele tortonianului din Europa.

Familia **FUSIDAE**

Euthria puschi Andrz.

(Pl. IX, fig. 64)

1956 *Euthria puschi* Andrz.; Csepreghyné Meznerics (4), tabl. VII, fig. 6–7.

Dimensiuni. Lungime: 20 mm. Înălțime: 30 mm.
Citată la Lăpugiu, Bazinul Vienei în partea de apus a R.S.S. Ucrainene și Korytnice (R.P. Polonă).

Fusus (Euthriofusus) virgineus Grat.

(Pl. IX, fig. 65)

1856 *Fusus virgineus* Grat.; Hörnes (10), Taf. 31, fig. 10, 11, 12.
1955 *Fusus* (*Euthriofusus*) *virgineus* Gart.; Korobkov (13), tab. XCVI, fig. 14 a, b.

Dimensiuni. Lungime: 9 mm. Înălțime: 30 mm.
Citată în tortonianul de la Lăpugiu în partea de apus a R.S.S. Ucrainene și Korytnice, din R.P. Polonă.

Familia **CONIDAE**

Conus (Lithoconus) mercati Brocc.

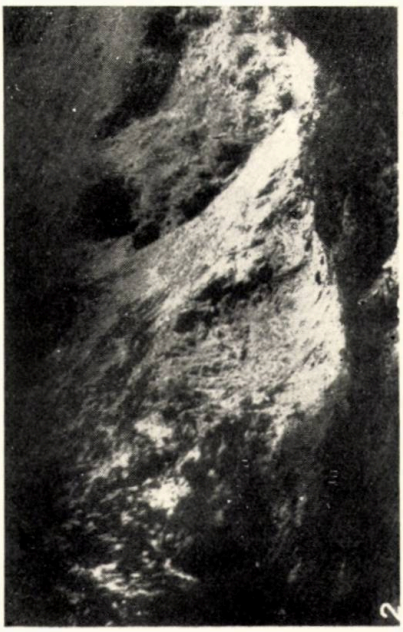
(Pl. IX, fig. 66)

1879 *Conus* (*Lithoconus*) *mercati* Brocc.; Hoern. (11), p. 27.
1955 *Conus* (*Lithoconus*) *mercati* Brocc.; Korobkov (13), tab. CIX, fig. 9 – 10.

Dimensiuni. Lungime: 13 mm. Înălțime: 38 mm.
Formă răspîndită în depozitele miocene ale Europei.

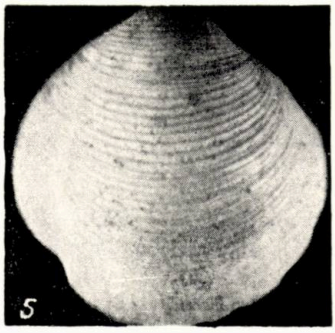
PLANȘA I

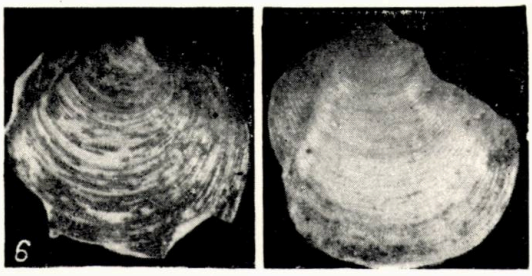
Fig. 1–2. – Aflorimentul fosilifer tortonian de la Zorlențul-Mare
Fig. 3. – Depozitele ponțiene de la Zorlențul-Mare.
Fig. 4. – Eruptivul banatic (granodiorit) din Valea Rea.

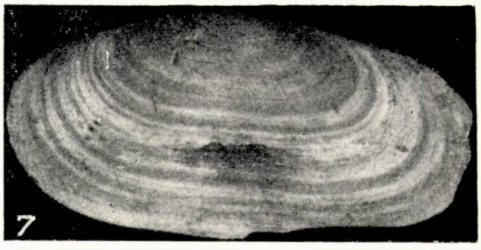


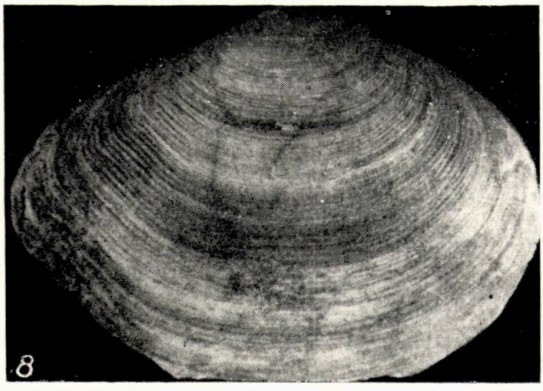
PLANȘA II

Fig. 5. — *Lucina* (*Linga*) *columbella* Lam. (3 ×).
Fig. 6. — *Loripes* (*Loripes*) *dujuardini* Desh. (2×).
Fig. 7. — *Solecurtus* (*Zozia*) *antiquatus* Pult. (2×).
Fig. 8. — *Gastrana fragilis* L. (2×).
Fig. 9. — *Lutraria latissima* Desh. (1×).
Fig. 10. — *Ervillia podolica* Eichw. (2×).
Fig. 11. — *Er. pussilla* Phill. (4×).

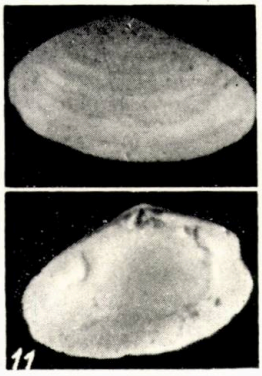

5

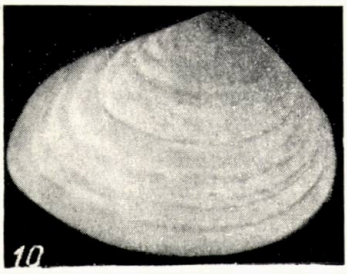

6


7


8

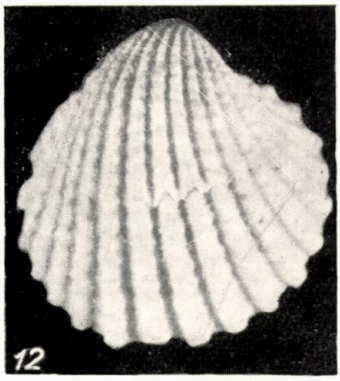
9

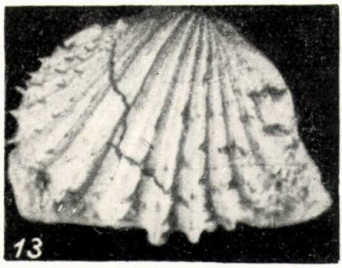

11

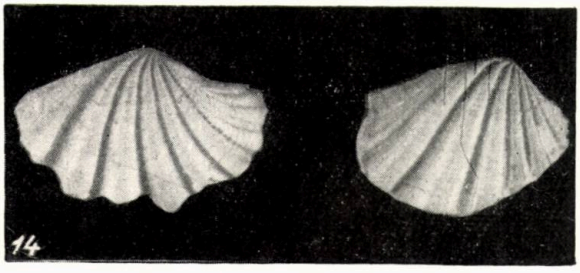

10

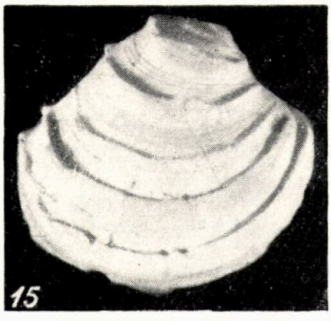
PLANŞA III

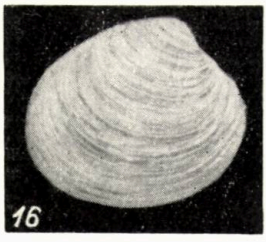
Fig. 12. — *Cardita* (*Venericardia*) *partschi* Goldf. (2×).
Fig. 13. — *Cardium* (*Acanthocardia*) *turonicum* May. (2×).
Fig. 14. — *Glans* (*Lazariella*) *hippopea* Bast. (2×).
Fig. 15. — *Chione* (*Clausinella*) *basteroti* Desh. (6×).
Fig. 16. — *Venus* (*Ventriculoidea*) *multilamella* Lam. (1×).
Fig. 17. — *Chione* (*Clausinella*) *plicata* Gmel. (1×).
Fig. 18. — *Astarte triangularis* Mont. (4×).
Fig. 19. — *Cardium* (*Cerastoderma*) *edule* L. (3×).

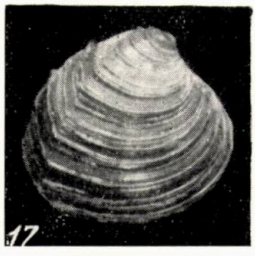

12

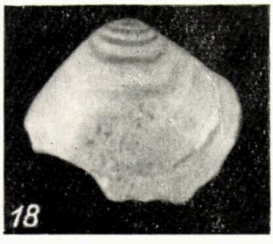

13

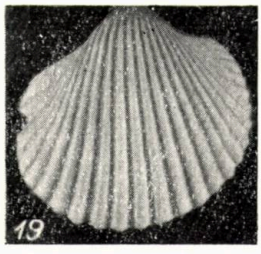

14


15


16

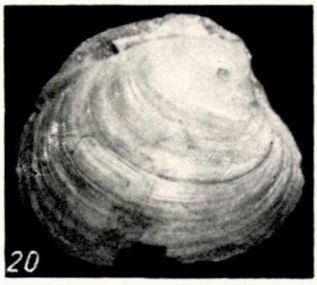

17

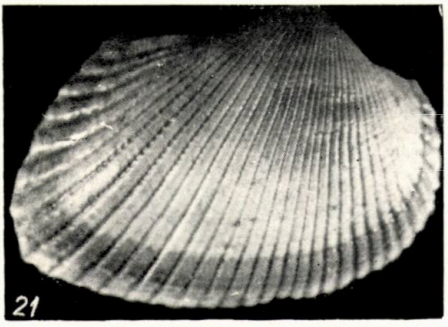

18

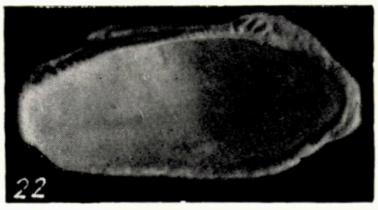

19

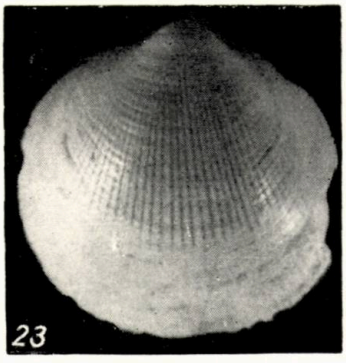
PLANȘA IV

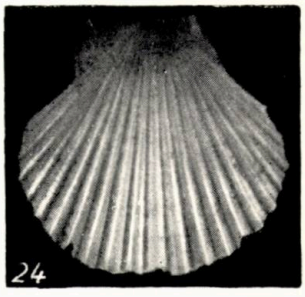
Fig. 20. — *Cardiopsis islandicoides* Lam. (1×).
Fig. 21. — *Anadara* (*Anadara*) *diluvii* Lam. (3×).
Fig. 22. — *Barbatia* (*Barbatia*) *barbata* L. (3×).
Fig. 23. — *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* May. (2×).
Fig. 24. — *Chlamys* (*Chlamys*) *malvinae* Dub. (2×).
Fig. 25. — *Pecten substriatus* d'Orb. (2×).
Fig. 26. — *Anomia ephippium* L. var. *rugulosostriata* Bronn. (2×).
Fig. 27. — *Ostrea digitalina* Dub. (2×).

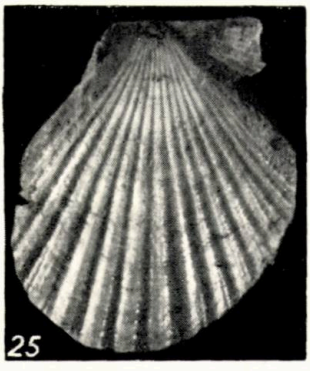

20

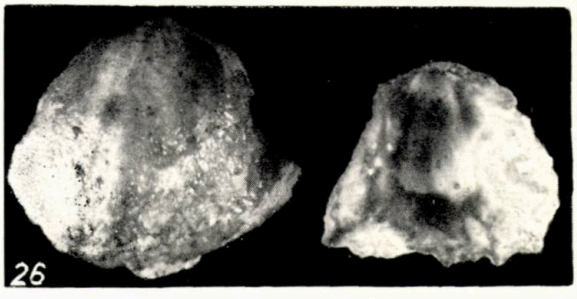

21

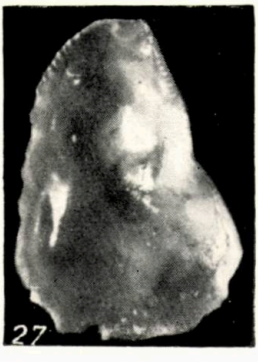

22


23


24

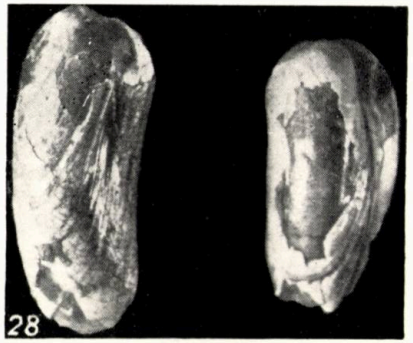

25

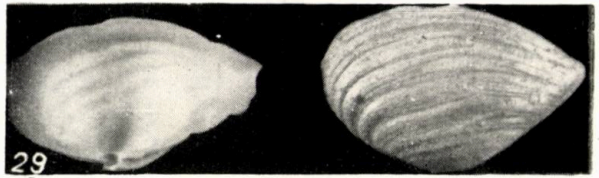

26


27

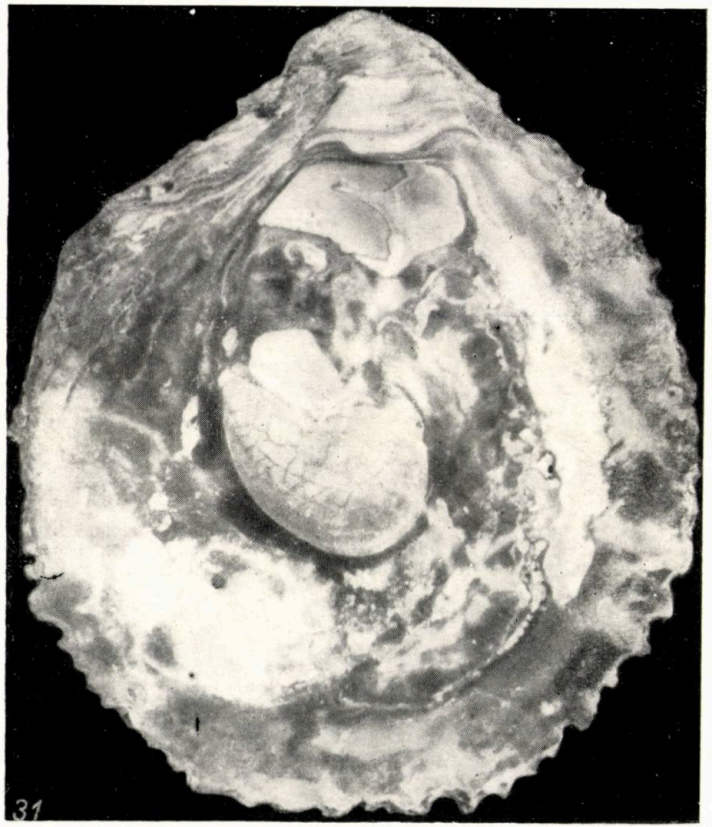
PLANȘA V

Fig. 28. — *Lithodomus avitensis* May. (2×).
Fig. 29. — *Corbula* (*Corbula*) *carinata* Duj. (3×).
Fig. 30. — *Teredo norvegica* Spengler (1×).
Fig. 31. — *Ostrea boblayi* Desh. (1/2×).


28


29

30


31

PLANȘA VI

Fig. 32. — *Pleurotoma* (*Clavatula*) *veronicae* R. Hoernes et Auinger (2×).

Fig. 33. — *Pl.* (*Clavatula*) *sabinae* R. Hoernes et Auinger (2×).

Fig. 34. — *Pl.* (*Clavatula*) *dorotheae* R. Hoernes et Auinger (2×).

Fig. 35. — *Pl.* (*Clavatula*) *granulo-cincta* Münst. (2×).

Fig. 36. — *Oxystele orientalis* Cosm. et Peyr. (3×).

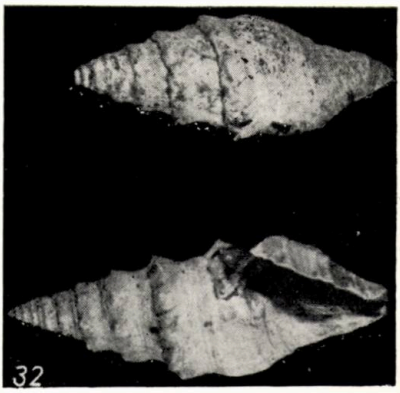
Fig. 37. — *Fissurella graeca* L. (3×).

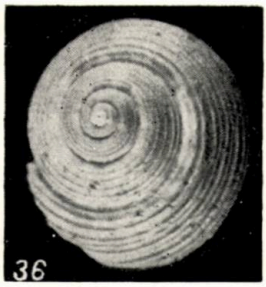
Fig. 38 și 39. — *Gibbula* (*Gibbula*) *buchi* Dub. (2×).

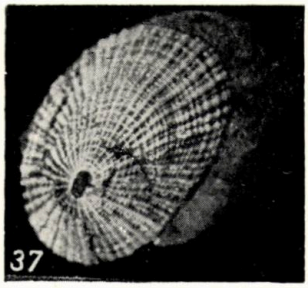
Fig. 40. — *Clavatula* (*Perrona*) *jouanneti* Desm. (2×).

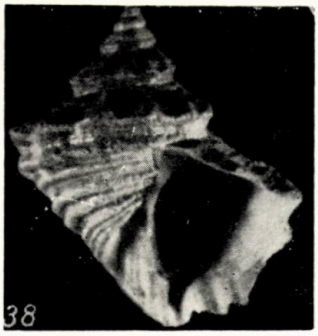
Fig. 41. — *Tinostoma woodi* M. Hörnes (6×).

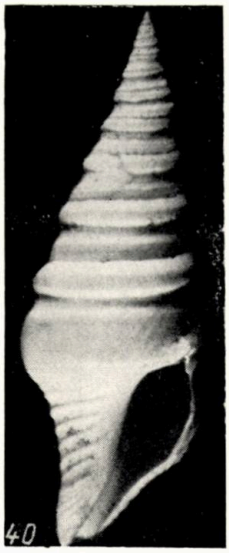
Fig. 42. — *Surcula* (*Pseudotoma*) *intorta* Brocc. (2×).

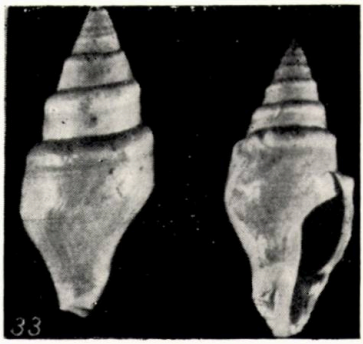

32

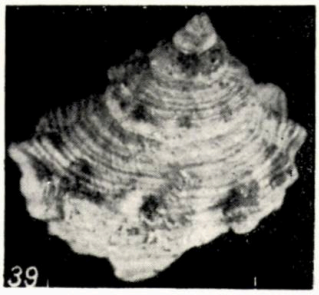

36

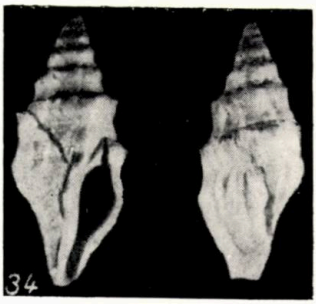

37

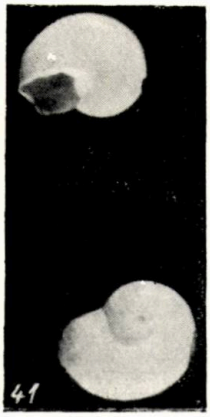

38


40

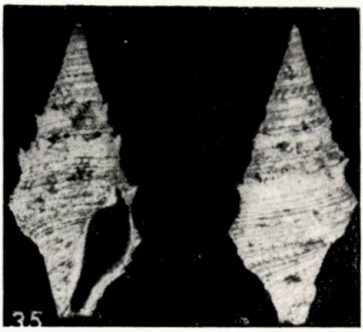

33


39


34


41

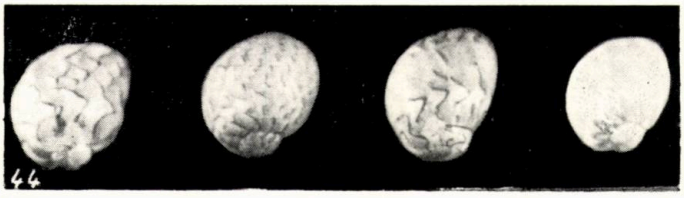
42

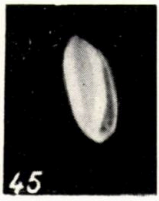

35

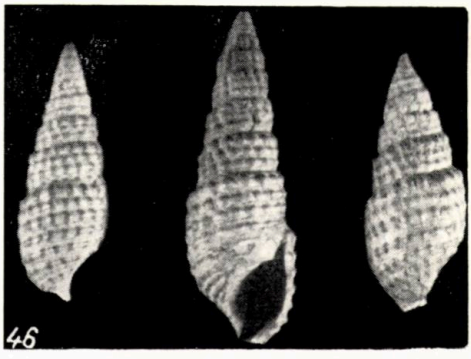
PLANȘA VII

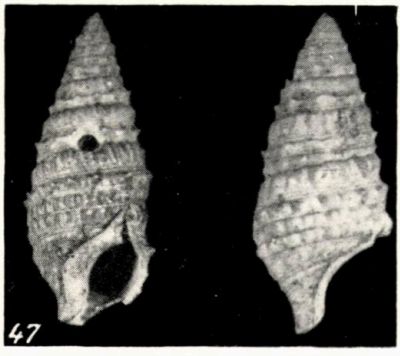
Fig. 43. — *Hydrobia frauenfeldi* M. Hörnes (3×).
Fig. 44. — *Neritina* (*Theodoxus*) *picta* Fer. (2×).
Fig. 45. — *Actaeocina* (*Actaeocina*) *lajonkaireana* Bast. (4×).
Fig. 46. — *Pirenella moravica variabilis* Friedb. (2×).
Fig. 47. — *Cerithium* (*Thericium*) *europaeum* May. (2×).
Fig. 48. — *Turbonilla* (*Sulcoturbonilla*) *turricula* Eichw. (6×).
Fig. 49. — *Pirenella nodosoplicata* M. Hörnes (2×).
Fig. 50. — *Terebralia bidentata* Defr. (1×).
Fig. 51. — *Turritella* (*Torculoidella*) *subangulata* Brocc. var. *polonica* Friedb. (1×).
Fig. 52. — *Eulima* (*Subularia*) *subulata* Don. (6×).
Fig. 53. — *Vermetus intortus* Lam. (8×).
Fig. 54. — *Turritella turris* Bast. (1×).

43

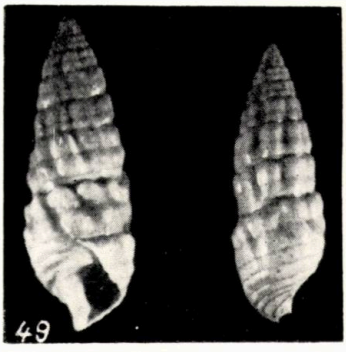

44

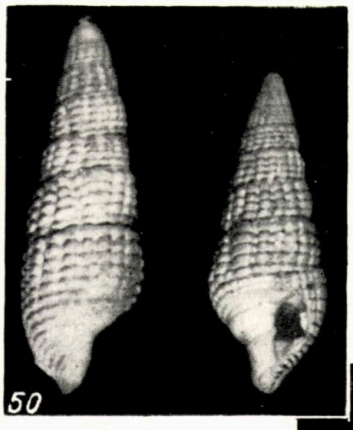

45

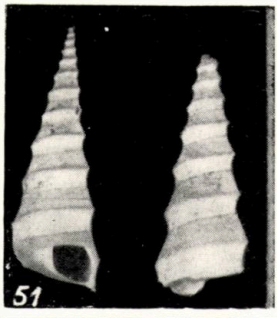

46

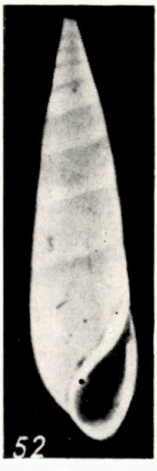

47

48

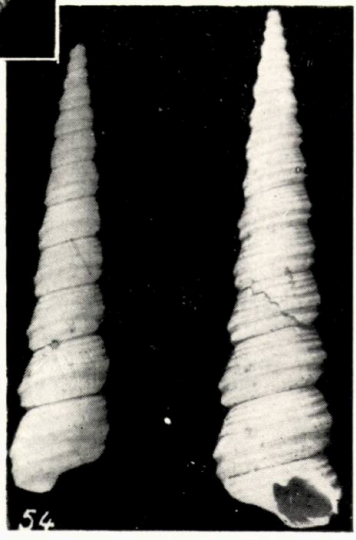

49


50


51

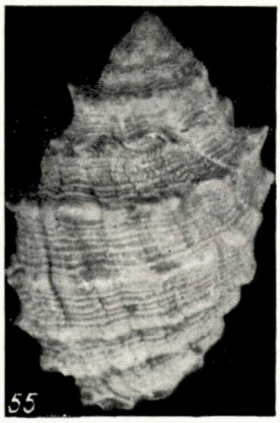

52

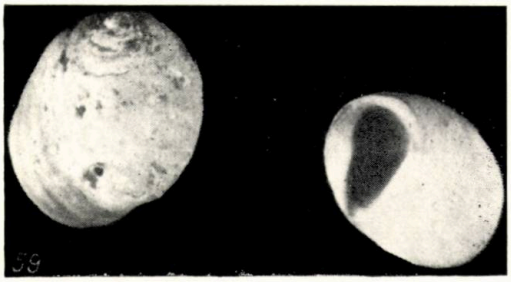
53

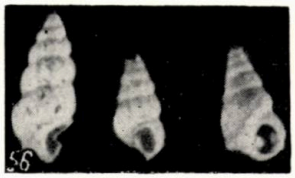

54

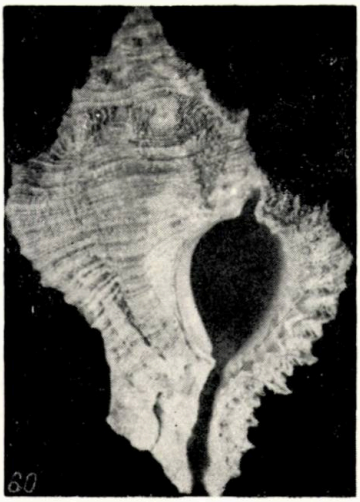
PLANŞA VIII

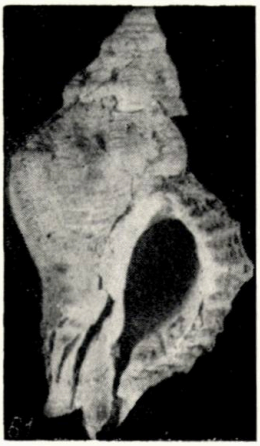
Fig. 55. — *Purpura haemastomoides* R. Hoernes et Auinger (1×).
Fig. 56. — *Scala duboisi* Friedb. (3×).
Fig. 57. — *Tudicla rusticula* Bast. (1×).
Fig. 58. — *Natica* (*Euspira*) *catena* da Costa var. *helicina* Brocc. (2×).
Fig. 59. — *N.* (*Polinices*) *redempta* Micht. (1×).
Fig. 60. — *Murex* aff. *sedgwicki* Micht. (1×).
Fig. 61. — *Tritonalia* (*Ocinebrina*) *sublavata* Bast. (2×).
Fig. 62. — *Murex transylvanicus* R. Hoernes et Auinger (3×).

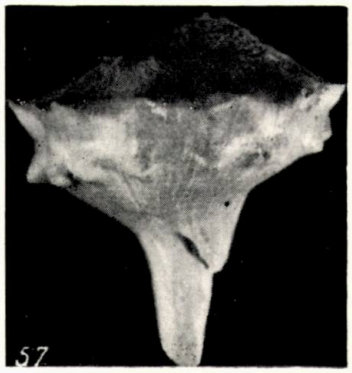

55

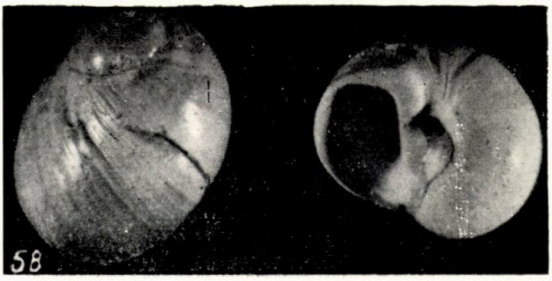

59


56


60




57

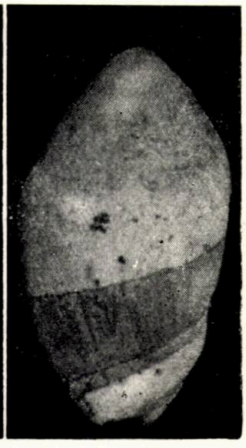

58

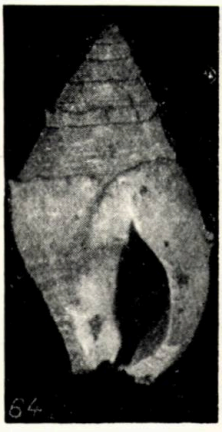
62

PLANȘA IX

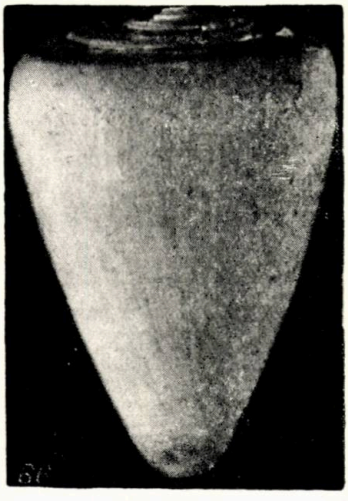
Fig. 63. — *Ancilla* (*Baryspira*) *glandiformis* Lam. (3×).
Fig. 64. — *Euthria puschi* Andrz. (2×).
Fig. 65. — *Fusus* (*Euthriofusus*) *virgineus* Grat. (2×).
Fig. 66. — *Conus* (*Lithoconus*) *mercati* Brocc. (2×).
Fig. 67. — *C.* (*Dendroconus*) *fuscocingulatus* Bronn. (2×).
Fig. 68. — *Mitra scrobiculata* Brocc. (2×).
Fig. 69. — *Vexillum* (*Uromitra*) *cupressinum* Brocc. (2×).
Fig. 70. — *Terebra neglecta* Micht. (4×).

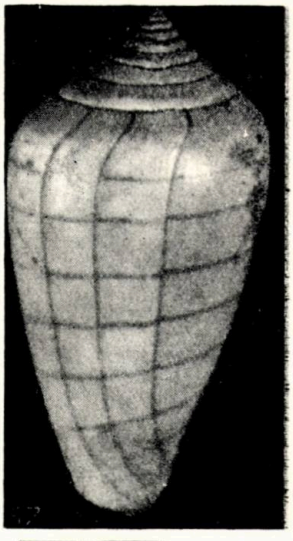
63

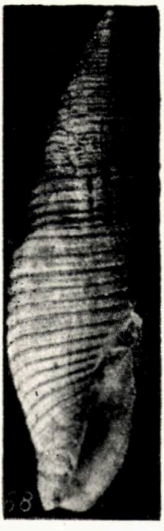


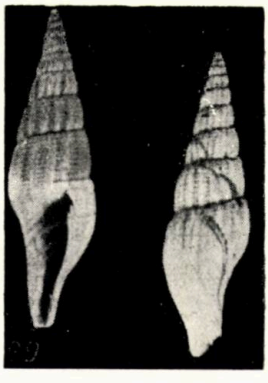

64

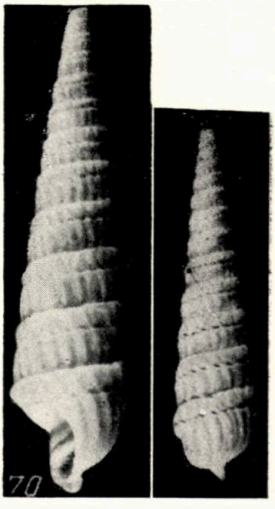
65


66


67

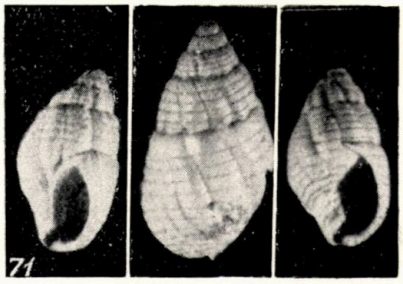

68

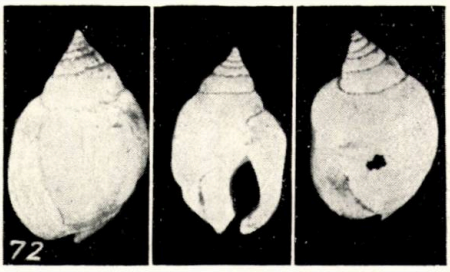

69

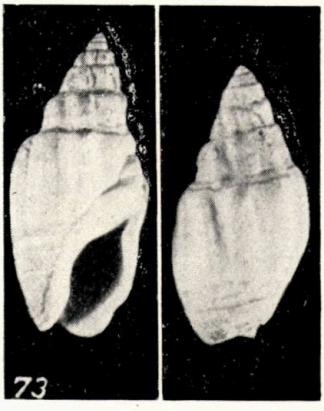

70

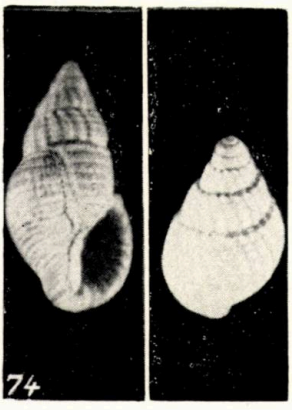
PLANȘA X

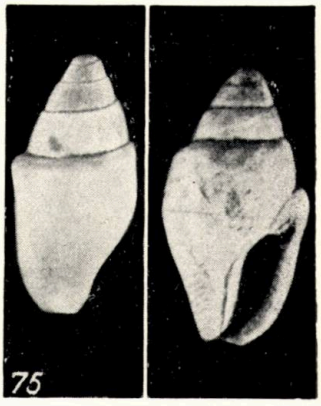
Fig. 71. — *Nassa asperata* Coss. (9×).
Fig. 72. — *N. schönni* R. Hoernes et Auinger (2×).
Fig. 73. — *N. miocaenica* Micht. (3×).
Fig. 74. — *N. restitutiana* Font. (2 ×).
Fig. 75. — *Columbella* (*Alia*) *curta* Duj. (3×).
Fig. 76—77. — *Cladangia conferta* Reuss (1×).


71

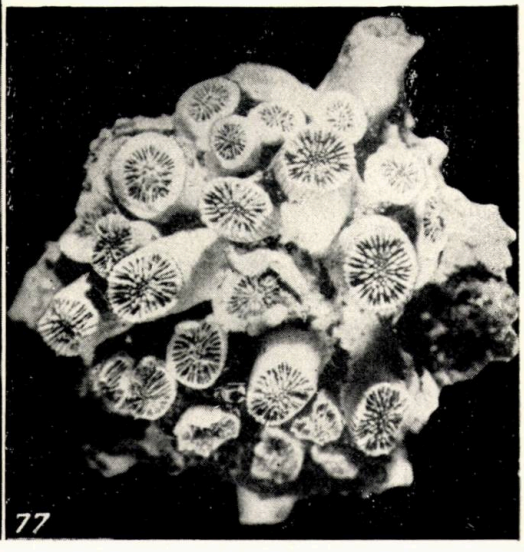

72


73


74


75

76


77

Conus (Dendroconus) fuscocingulatus Bronn.
(Pl. IX, fig. 67)

1955 *Conus (Dendroconus) fuscocingulatus* Korobkov (13), tab. CX, fig. 4a, 5a, b.

Dimensiuni. Lungime : 13 mm. Înălțime : 30 mm.
Citată la Buituri, Lăpugiu, Bazinul Vienei, în partea de apus a R.S.S. Ucrainene și Korytnice (R.P. Polonă).

Familia **TEREBRIDAE**

Terebra neglecta Micht.
(Pl. IX, fig. 70)

1951 *Terebra neglecta* Micht.; Friedb. (5) cu toate sinonimiile, tabl. I, fig. 4.

Dimensiuni. Lungime : 6 mm. Înălțime :16 mm.
Citată în Bazinul Vienei, Lăpugiu și Buituri.

Familia **ACTEOCINIDAE**

Actaeocina (Actaeocina) lajonkaireana Bast.
(Pl. VII, fig. 45)

1856 *Bulla lajonkaireana* Bast.; Hörnes (10), Taf. 50, fig. 9.
1954 *Tornatina lajonkaireana* Bast.; Friedb. (5), tabl. XXXV, fig. 16.
1955 *Actaeocina (Actaeocina) lajonkaireana* Bast.; Korobkov (13), p. 424, fig. 185.

Dimensiuni. Lungime : 1,3 mm. Înălțime : 3 mm.
Citată în Bazinul Vienei, al Transilvaniei și la Korytnice (R.P. Polonă).

Clasa ANTHOZOA

Subclasa HEXACORALLIA

Familia **AMPHIASTREIDAE**

Cladangia conferta Reuss
(Pl. X, fig. 76—77)

1872 *Cladangia conferta* Reuss, Die fossilen korallen des Öster. Ung. Miocäns. Denkschriften d. k. Acad. der Wiss., vol. XXXI, p. 247, tab. XVI, fig. 1—7; tabl. XVIII, fig. 3. 1927 *Cladangia conferta* Reuss, Foss. Cat., pars 35, p. 356.

Exemplarele noastre, determinate de M. Șuraru, corespund descrierii date de Reuss. Figura 6 reprezintă forme tinere, cu calicii în secțiune rotunde iar figura 7 reprezintă forme mature.

Lista şi frecvenţa formelor tortoniene de la Zorlenţul-Mare cu răspîndirea în depozitele tortoniene din alte regiuni

Frecvenţa Z. M.	Răspîndire / Numele speciilor	Tortonian				
		Buituri	Lăpugiu	Bazinul Vienei	Partea de apus a R.S.S. Ucrainene	Korytnice (R.P. Polonă)
M.	*Lucina* (*Linga*) *columbella* Lam.	+	+	+	+	
M.	*Loripes* (*Loripes*) *dujuardini* Desh.	+		+	+	
F.	*Gastrana fragilis* L.			+	+	+
M.	*Solecurtus* (*Zozia*) *antiquatus* Pult.			+	+	+
R.	*Lutraria latissima* Desh.			+		
M.	*Ervillia pussilla* Phill.	+	+	+	+	
R.	*Ervillia podolica* Eichw.		+			
M.	*Cardium* (*Acanthocardia*) *turonicum* May.	+	+	+	+	
R.	*Cardium* (*Cerastoderma*) *edule* L.			+		
F.R.	*Astarte triangularis* Mont.	+	+	+		
F.R.	*Cardita* (*Venericardia*) *partschi* Goldf.	+	+	+	+	
M.	*Glans* (*Lazariella*) *hippopea* Bast.		+	+		
F.R.	*Venus* (*Ventriculoidea*) *multilamella* Lam.	+	+	+	+	
M.	*Chione* (*Clausinella*) *plicata* Gmel.	+	+		+	+
F.R.	*Chione* (*Clausinella*) *basteroti* Desh.	+	+	+		+
F.	*Cardiopsis islandicoides* Lam.	+	+	+		
M.	*Barbatia* (*Barbatia*) *barbata* L.	+	+	+	+	
F.	*Anadara* (*Anadara*) *diluvii* Lam.	+	+	+	+	+
M.	*Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* May.	+	+	+	+	+
M.	*Anomia ephippium* L. var. *rugulosostriata* Bronn.	+		+		
F.R.	*Chlamys* (*Chlamys*) *malvinae* Dub.		+	+	+	
M.	*Pecten substriatus* d'Orb.		+			
M.	*Ostrea boblayi* Desh.		+	+		
M.	*Ostrea digitalina* Dub.	+	+	+	+	+
R.	*Lithodomus avitensis* May.		+			
M.	*Teredo norvegica* Spengler	+	+	+		
F.	*Corbula* (*Corbula*) *carinata* Duj.	+	+	+	+	+
M.	*Pleurotoma* (*Clavatula*) *sabinae* R. Hoernes et Auinger		+	+		+
F.R.	*Pleurotoma* (*Clavatula*) *dorotheae* R. Hoernes et Auinger			+		

Notă. Z. M. = Zorlenţul-Mare. M. = moderate; R = rare; F. R. = foarte rare; F = frecvente; F. F. = foarte frecvente.

Continuarea tabelului

Frecvența Z. M.	Răspîndire / Numele speciilor	Tortonian				
		Buiturí	Lăpugiu	Bazinul Vienei	Partea de apus a R.S.S. Ucrainene	Korytnice (R.P. Polonă)
F.F.	*Pleurotoma (Clavatula) granulocincta* Munst.	+	+	+		+
R.	*Pleurotoma (Clavatula) veronicae* R. Hoernes et Auinger		+	+		+
R.	*Clavatula (Perrona) jouanneti* Desm.	+	+	+	+	+
R.	*Surcula (Pseudotoma) intorta* Brocc.		+	+		+
R.	*Fissurella graeca* L.					
R.	*Oxystele orientalis* Cosm. et Peyr.	+	+	+	+	
R.	*Gibbula (Gibbula) buchi* Dub.		+		+	
R.	*Tinostoma woodi* M. Hörnes	+	+	+		+
F.F.	*Neritina (Theodoxus) picta* Fer.	+	+	+	+	+
R.	*Scala duboisi* Friedb.	+	+	+		
R.	*Hydrobia frauenfeldi* M. Hörnes			+		
R.	*Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula* Eichw.		+		+	
R.	*Eulima (Subularia) subulata* Don.		+	+		+
M.	*Cerithium (Thericium) europaeum* May.	+	+	+		+
F.F.	*Terebralia bidentata* Defr.	+	+	+	+	+
F.F.	*Pirenella moravica variabilis* Friedb.			+		
M.	*Pirenella nodosoplicata* M. Höernes		+	+		
F.F.	*Turritella turris* Bast.	+	+	+	+	+
F.R.	*Turritella (Torculoidella) subangulata* Brocc. var. *polonica* Friedb.	+		+	+	
R.	*Vermetus intortus* Lam.	+	+		+	
F.F.	*Natica (Euspira) catena* da Costa var. *helicina* Brocc.	+	+	+	+	+
F.F.	*Natica (Polinices) redempta* Micht.	+	+	+	+	+
R.	*Purpura haemastomoides* R. Hoernes et Auinger					+
R.	*Murex* aff. *sedgwicki* Micht.		+	+		+
F.R.	*Tritonalia (Ocinebrina) sublavata* Bast.	+	+	+	+	+
F.R.	*Murex transylvanicus* R. Hoernes et Auinger		+			
R.	*Mitra scrobiculata* Brocc.	+	+	+	+	+
F.R.	*Vexillum (Uromitra) cupressinum* Brocc.	+	+	+	+	

Continuarea tabelului

Frecvența Z.M.	Răspîndire / Numele speciilor	Tortonian				
		Buiturі	Lăpugiu	Bazinul Vienei	Partea de apus a R.S.S. Ucrainene	Korytnice (R.P. Polonă)
F.F.	*Ancilla* (*Baryspira*) *glandiformis* Lam.	+	+	+	+	+
R.	*Tudicla rusticula* Bast.	+	+		+	+
F.F.	*Nassa schönni* R. Hoernes et Auinger	+	+	+	+	
F.F.	*Nassa miocenica* Micht.	+	+	+		+
M.	*Nassa restitutiana* Font.		+		+	+
R.	*Nassa asperata* Coss.			+		
F.R.	*Columbella* (*Alia*) *curta* Duj.	+	+	+	+	+
M.	*Euthria puschi* Andrz.		+	+	+	+
R.	*Fusus* (*Euthriofusus*) *virgineus* Grat.		+		+	+
R.	*Conus* (*Lithoconus*) *mercati* Brocc.	+	+	+		+
F.R.	*Conus* (*Dendroconus*) *fuscocingulatus* Bronn.	+	+	+	+	+
F.R.	*Terebra neglecta* Micht.	+	+	+		
M.	*Actaeocina* (*Actaeocina*) *lajonkaireana* Bast.	+	+	+		+

Catedra de Geologie-mineralogie,
Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj.

К ИЗУЧЕНИЮ МИОЦЕНОВОЙ ФАУНЫ В РАЙОНЕ ЗОРЛЕНЦУЛ-МАРЕ (БАНАТ)

РЕЗЮМЕ

В обнажении тортонских песчанистых мергелей в районе Зорленцул-Маре (Банат) автором собран богатый фаунистический материал, хорошей сохранности, в количестве 70-ти моллюсков.

На основании анализа найденной фауны автор выводит заключение об отложении соответствующих тортонских осадков в береговых условиях в теплых водах с нормальной соленостью.

Сопоставляя фауну в Зорленцул-Маре с остальными фаунистическими пунктами (Венский бассейн, Лэпуджиу, Буйтурь, западная часть Украинской ССР и Корытниче в Польской Народной Республике), с которыми имеет большее сходство, выводится путем аналогии среднетортонский возраст песчанистых мергелей.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 1 и 2 — Обнажение тортонских отложений с фауной в районе Зорленцул-Маре.
Рис. 3. — Понтические отложения в районе Зорленцул-Маре.
Рис. 4. — Изверженный банатитовый массив из дол. Валя Ря.

Таблица II

Рис. 5. — Lucina (Linga) columbella Lam. (3×).
Рис. 6. — Loripes (Loripes) dujuardini Desh. (2×).
Рис. 7. — Solecurtus (Zozia) antiquatus Pult. (2×).
Рис. 8. — Gastrana fragilis L. (2×).
Рис. 9. — Lutraria latissima Desh. (1×).
Рис. 10. — Ervillia podolica Eichw. (2×).
Рис. 11. — Er. pussilla Phill. (4×).

Таблица III

Рис. 12. — Cardita (Venericardia) partschi Goldf. (2×).
Рис. 13. — Cardium (Acanthocardia) turonicum May. (2×).
Рис. 14. — Glans (Lazariella) hippopea Bast. (2 ×).
Рис. 15. — Chione (Clausinella) basteroti Desh. (6 ×).
Рис. 16. — Venus (Ventriculoidea) multilamella Lam. (1 ×).
Рис. 17. — Chione (Clausinella) plicata Gmel. (1 ×).
Рис. 18. — Astarte triangularis Mont. (4 ×).
Рис. 19. — Cardium (Cerastoderma) edule L. (3 ×).

Таблица IV

Рис. 20. — Cardiopsis islandicoides Lam. (1 ×).
Рис. 21. — Anadara (Anadara) diluvii Lam. (3 ×).
Рис. 22. — Barbatia (Barbatia) barbata L. (3 ×).
Рис. 23. — Pectunculus (Axinea) deshayesi May. (2 ×).
Рис. 24. — Chlamys (Chlamys) malvinae Dub. (2 ×).
Рис. 25. — Pecten substriatus d'Orb. (2 ×).
Рис. 26. — Anomia ephippium L. var. rugulosostriata Bronn. (2 ×).
Рис. 27. — Ostrea digitalina Dub. (2 ×).

Таблица V

Рис. 28. — Lithodomus avitensis May. (2 ×).
Рис. 29. — Corbula (Corbula) carinata Duj. (3 ×).
Рис. 30. — Teredo norvegica Spengler (1 ×).
Рис. 31. — Ostrea boblayi Desh. (1/2 ×).

Таблица VI

Рис. 32. — Pleurotoma (Clavatula) veronicae R. Hoernes et Auinger (2 ×).
Рис. 33. — Pl. (Clavatula) sabinae R. Hoernes et Auinger (2 ×).
Рис. 34. — Pl. (Clavatula) dorotheae R. Hoernes et Auinger (2 ×).

Рис. 35. — Pl. (Clavatula) granulo-cincta Münst. (2 ×).
Рис. 36. — Oxystele orientalis Cosm. et Peyr. (3 ×).
Рис. 37. — Fissurella graeca L. (3 ×).
Рис. 38 и 39 — Gibbula (Gibbula) buchi Dub. (2 ×).
Рис. 40. — Clavatula (Perrona) jouanneti Desm. (2 ×).
Рис. 41. — Tinostoma woodi M. Hörnes (6 ×).
Рис. 42. — Surcula (Pseudotoma) intorta Brocc. (2 ×).

Таблица VII

Рис. 43. — Hydrobia frauenfeldi M. Hörnes (3 ×).
Рис. 44. — Neritina (Theodoxus) picta Fer. (2 ×).
Рис. 45. — Actaeocina (Actaeocina) lajonkaireana Bast. (4 ×).
Рис. 46. — Pirenella moravica variabilis Friedb. (2×).
Рис. 47. — Cerithium (Thericium) europaeum May. (2 ×).
Рис. 48. — Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula Eichw. (6 ×).
Рис. 49. — Pirenella nodosoplicata M. Hörnes (2 ×).
Рис. 50. — Terebralia bidentata Defr. (1 ×).
Рис. 51. — Turritella (Torculoidella) subangulata Brocc. var. polonica Friedb. (1 ×).
Рис. 52. — Eulima (Subularia) subulata Don. (6 ×).
Рис. 53. — Vermetus intortus Lam. (8 ×).
Рис. 54. — Turritella turris Bast. (1 ×).

Таблица VIII

Рис. 55. — Purpura haemastomoides R. Hoernes et Auinger (1 ×).
Рис. 56. — Scala duboisi Friedb. (3 ×).
Рис. 57. — Tudicla rusticula Bast. (1 ×).
Рис. 58. — Natica (Euspira) catena da Costa var. helicina Brocc. (2 ×).
Рис. 59. — N. (Polinices) redempta Micht. (1 ×).
Рис. 60. — Murex aff. sedgwicki Micht. (1 ×).
Рис. 61. — Tritonalia (Ocinebrina) sublavata Bast. (2 ×).
Рис. 62. — Murex transylvanicus R. Hoernes et Auinger (3 ×).

Таблица IX

Рис. 63. — Ancilla (Baryspira) glandiformis Lam. (3 ×).
Рис. 64. — Euthria puschi Andrz. (2 ×).
Рис. 65. — Fusus (Euthriofusus) virgineus Grat.(2 ×).
Рис. 66. — Conus (Lithoconus) mercati Brocc. (2 ×).
Рис. 67. — C. (Dendroconus) fuscocingulatus Bronn. (2 ×).
Рис. 68. — Mitra scrobiculata Brocc. (2 ×).
Рис. 69. — Vexillum (Uromitra) cupressinum Brocc. (2 ×().
Рис. 70. — Terebra neglecta Micht. (4 ×).

Таблица X

Рис. 71. — Nassa asperata Coss. (9 ×).
Рис. 72. — N. schönni R. Hoernes et Auinger (2 ×).
Рис. 73. — N. miocaenica Micht. (3 ×).
Рис. 74. — N. restitutiana Font. (2 ×).
Рис. 75. — Columbella (Alia) curta Duj. (3 ×).
Рис. 76 и 77 — Cladangia conferta Reuss (1 ×).

NOUVELLES DONNÉES SUR LA FAUNE MIOCÈNE DE ZORLENȚUL-MARE (BANAT)

RÉSUMÉ

Dans un nouvel affleurement marno-sableux, d'âge tortonien, de Zorlențul-Mare (Banat), l'auteur a recueilli un riche matériel fossilifère très bien conservé, comprenant un ensemble de 70 Mollusques.

De l'analyse de la faune, l'auteur tire la conclusion que, dans cette région, la mer tortonienne représentait une zone de rivage aux eaux chaudes, bien aérées et d'une salinité normale.

De la comparaison de la faune de Zorlențul-Mare avec celles des autres points fossilifères du Tortonien (bassin de Vienne, Lăpugiu, Buituri, partie occidentale de la R.S.S. Ukrainienne, Korytnice — République Populaire Polonaise), avec lesquelles elle présente de grandes affinités, l'auteur déduit, par analogie, l'âge des marnes sableuses appartenant au Tortonien moyen.

EXPLICATION DES FIGURES

PLANCHE I

Fig. 1—2. — Affleurement fossilifère tortonien de Zorlențul-Mare.
Fig. 3. — Dépôts pontiens de Zorlențul-Mare.
Fig. 4. — Eruptif banatitique (granodiorite) de valea Rea.

PLANCHE II

Fig. 5. — *Lucina* (*Linga*) *columbella* Lam. (3 ×).
Fig. 6. — *Loripes* (*Loripes*) *dujardini* Desh. (2 ×).
Fig. 7. — *Solecurtus* (*Zozia*) *antiquatus* Pult. (2 ×).
Fig. 8. — *Gastrana fragilis* L. (2 ×).
Fig. 9. — *Lutraria latissima* Desh. (1×).
Fig. 10. — *Ervillia podolica* Eichw. (2 ×).
Fig. 11. — *Er. pussilla* Phill. (4 ×).

PLANCHE III

Fig. 12. — *Cardita* (*Venericardia*) *partschi* Goldf. (2 ×).
Fig. 13. — *Cardium* (*Acanthocardia*) *turonicum* May. (2 ×).
Fig. 14. — *Glans* (*Lazariella*) *hippopea* Bast. (2 ×).
Fig. 15. — *Chione* (*Clausinella*) *basteroti* Desh. (6 ×).
Fig. 16. — *Venus* (*Ventriculoidea*) *multilamella* Lam. (1 ×).
Fig. 17. — *Chione* (*Clausinella*) *plicata* Gmel. (1 ×).
Fig. 18. — *Astarte triangularis* Mont. (4 ×).
Fig. 19. — *Cardium* (*Cerastoderma*) *edule* L. (3 ×).

PLANCHE IV

Fig. 20. — *Cardiopsis islandicoides* Lam. (1 ×).
Fig. 21. — *Anadara* (*Anadara*) *diluvii* Lam. (3 ×).
Fig. 22. — *Barbatia* (*Barbatia*) *barbata* L. (3 ×).
Fig. 23. — *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* May. (2 ×).
Fig. 24. — *Chlamys* (*Chlamys*) *malvinae* Dub. (2 ×).
Fig. 25. — *Pecten substriatus* d'Orb. (2 ×).
Fig. 26. — *Anomia ephippium* L. var. *rugulosostriata* Bronn. (2 ×).
Fig. 27. — *Ostrea digitalina* Dub. (2 ×).

PLANCHE V

Fig. 28. — *Lithodomus avitensis* May. (2 ×).
Fig. 29. — *Corbula* (*Corbula*) *carinata* Duj. (3 ×).
Fig. 30. — *Teredo norvegica* Spengler (1 ×).
Fig. 31. — *Ostrea boblayi* Desh. (1/2 ×).

PLANCHE VI

Fig. 32. — *Pleurotoma* (*Clavatula*) *veronicae* R. Hoernes et Auinger (2 ×).
Fig. 33. — *Pl.* (*Clavatula*) *sabinae* R. Hoernes et Auinger (2 ×).
Fig. 34. — *Pl.* (*Clavatula*) *dorotheae* R. Hoernes et Auinger (2 ×).
Fig. 35. — Pl. (*Clavatula*) *granulo-cincta* Münst. (2 ×).
Fig. 36. — *Oxystele orientalis* Cosm. et Peyr. (3 ×).
Fig. 37. — *Fissurella graeca* L. (3 ×).
Fig. 38 et 39. — *Gibbula* (*Gibbula*) *buchi* Dub. (2 ×).
Fig. 40. — *Clavatula* (*Perrona*) *jouanneti* Desm. (2 ×).
Fig. 41. — *Tinostoma woodi* M. Hörnes (6 ×).
Fig. 42. — *Surcula* (*Pseudotoma*) *intorta* Brocc. (2 ×).

PLANCHE VII

Fig. 43. — *Hydrobia frauenfeldi* M. Hörnes (3 ×).
Fig. 44. — *Neritina* (*Theodoxus*) *picta* Fer. (2 ×).
Fig. 45. — *Actaeocina* (*Actaeocina*) *lajonkaireana* Bast. (4 ×).
Fig. 46. — *Pirenella moravica variabilis* Friedb. (2 ×).
Fig. 47. — *Cerithium* (*Thericium*) *europaeum* May. (2 ×).
Fig. 48. — *Turbonilla* (*Sulcoturbonilla*) *turricula* Eichw. (6 ×).
Fig. 49. — *Pirenella nodosoplicata* M. Hörnes (2 ×).
Fig. 50. — *Terebralia bidentata* Defr. (1×).
Fig. 51. — *Turritella* (*Torculoidella*) *subangulata* Brocc. var. *polonica* Friedb. (1 ×).
Fig. 52. — *Eulima* (*Subularia*) *subulata* Don. (6 ×).
Fig. 53. — *Vermetus intortus* Lam. (8 ×).
Fig. 54. — *Turritella turris* Bast. (1 ×).

PLANCHE VIII

Fig. 55. — *Purpura haemastomoides* R. Hoernes et Auinger (1 ×).
Fig. 56. — *Scala duboisi* Friedb. (3 ×).
Fig. 57. — *Tudicla rusticula* Bast. (1 ×).
Fig. 58. — *Natica* (*Euspira*) *catena* da Costa var. *helicina* Brocc. (2 ×).
Fig. 59. — *N.* (*Polinices*) *redempta* Micht. (1 ×).

Fig. 60. — *Murex* aff. *sedgwicki* Micht. (1 ×).
Fig. 61. — *Tritonalia* (*Ocinebrina*) *sublavata* Bast. (2 ×).
Fig. 62. — *Murex transylvanicus* R. Hoernes et Auinger (3 ×).

PLANCHE IX

Fig. 63. — *Ancilla* (*Baryspira*) *glandiformis* Lam. (3 ×).
Fig. 64. — *Euthria puschi* Andrz. (2 ×).
Fig. 65. — *Fusus* (*Euthriofusus*) *virgineus* Grat. (2 ×).
Fig. 66. — *Conus* (*Lithoconus*) *mercati* Brocc. (2 ×).
Fig. 67. — *C.* (*Dendroconus*) *fuscocingulatus* Bronn. (2 ×).
Fig. 68. — *Mitra scrobiculata* Brocc. (2 ×).
Fig. 69. — *Vexillum* (*Uromitra*) *cupressinum* Brocc. (2 ×).
Fig. 70. — *Terebra neglecta* Micht. (4 ×).

PLANCHE X

Fig. 71. — *Nassa asperata* Coss. (9 ×).
Fig. 72. — *N. schönni* R. Hoernes et Auinger (2 ×).
Fig. 73. — *N. miocaenica* Micht. (3 ×).
Fig. 74. — *N. restitutiana* Font. (2 ×).
Fig. 75. — *Columbella* (*Alia*) *curta* Duj. (3 ×).
Fig. 76 et 77. — *Cladangia conferta* Reuss (1 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV N., *Die südrussischen Neogenablagerungen*, Зап. минералог., 1902, серия II, *39*.
2. COBĂLCESCU GR., *Studii geologice şi paleontologice asupra unor tărîmuri terţiare din unele părţi ale Romîniei*, Mem. geol. ale şcolii militare din Iaşi, 1833, **I**.
3. CODARCEA AL., *Studiu geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fer — Bocşa Montană* (*Banat*), An. Inst. geol. Rom., 1930, **XV**.
4. CSEPREGHYNÉ-MEZNERICS ILONA, *A Szobi és Letkési puhatestü fauna*, A Magy. áll. Földt. Int. Evkönyve, 1956, **XLV**, *2*.
5. FRIEDBERG W., *Mieczaki miocenskie ziem Polskich, Mollusca miocenica Poloniae. I. Gasteropoda et Scaphopoda*, Varşovia, 1954.
6. GILLET S., *Les limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., 1943, **IV**.
7. — *Sur la présence d'une faune pontienne à affinités croates dans le Banat roumain*, C.R., 1937—1938, **XXVI**.
8. HALAVATS G., *Az Aranyos* (*Arinyes*) *hegység ÉK-i része*, Földt. Int. évi Jelentése, Budapesta, 1889—1892.
9. — *Lupák-Kölnik-Szocsán-Nagy-Zorlencz környéke*, Földt. Int. évi Jelentése, Budapesta, 1889—1892.
10. HÖRNES M., *Die foss. moll. des tertiär Beckens von Wien*, Abhandl. d.k.k. geol. Reichs. in Wien, 1856—1876, **III—IV**.
11. HOERNES R. u. AUINGER M., *Die Gasteropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten miocänen Mediterranstufe in der Öster.-Ung. Monarchie*, Abhandl. d.k.k. geol. Reichs. in Wien, 1879, **III**.
12. JEKELIUS E., *Sarmat und Pont von Soceni* (*Banat*), Mem. Inst. geol. Rom., 1944.
13. КОРОБКОВ И. А., *Справочник и методическое руководство по Третичным Моллюскам. Брюхоногие*, Ленинград, 1955.
14. MOISESCU G., *Stratigrafia şi fauna de moluşte din depozitele tortoniene şi sarmaţiene din regiunea Buiturl*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1956.
15. PAUCĂ M., *Le bassin néogène de Beiuş*, An. Inst. geol. Rom., 1935, **XVII**.

16. POP E., *Studiu geologic al bazinului Mehadiei*, An. Com. geol., 1957, **XXX**.
17. SACCO F., *Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria*, Roma, 1872—1904.
18. SAULEA E. şi BĂRBULESCU M., *Contribuţiuni la cunoaşterea miocenului din regiunea Ticău-Iadara (Bazinul Baia Mare)*, An. Univ. „C. I. Parhon", seria şt. nat., 1957, *15*.
19. SIMIONESCU I. et BARBU Z., *La faune sarmatique de Roumanie*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **III**.
20. STRAUSZ L., *Cerithium-félék a Dunántúl Közepsö-miocén rétegeiböl*, A Magy. àll. Földt. Int. Évkönyve, 1955, **XLIII**, *1*.
21. TUDOR M., *Stratigrafia şi fauna depozitelor tortoniene şi sarmaţiene dintre Jiu şi Olteţ*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1955.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL JURASICULUI DIN VALEA TICHILEȘTILOR (R. HÎRȘOVA)

NOTĂ PRELIMINARĂ

DE

AURELIA BĂRBULESCU

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 14 februarie 1961

Obiectul prezentei note îl constituie stratigrafia orizontului bazal al jurasicului de pe valea Tichileștilor. Acesta face parte din fîșia de depozite jurasice dezvoltate pe malul drept al Dunării, între Hîrșova la nord și Dunărea (Boasgic) la sud, cunoscut mai ales prin lucrările lui I. Simionescu.

Asupra jurasicului din împrejurimile Hîrșovei există relativ puține lucrări, cea mai nouă datînd de acum aproximativ 50 de ani. Primele cercetări au fost întreprinse de K. Peters (16) și V. Anastasiu (2), care s-au ocupat de depozitele de această vîrstă de la Hîrșova, Cechirgea și Topal. Autorii menționați nu specifică însă nimic în legătură cu jurasicul de pe valea Tichileștilor, care le era probabil necunoscut la acea dată. Abia în 1909 I. Simionescu (18) atrage atenția asupra jurasicului reprezentat prin calcare roșcate și gresii, care la Tichilești stau peste șisturile verzi, arătînd că ar fi interesante, dacă s-ar fi găsit în ele fosile caracteristice care să poată preciza momentul transgresiunii jurasice. Cum nici în Dealul Baroi, la Hîrșova, nu a găsit în baza jurasicului o faună concludentă, autorul consideră că nu are suficiente argumente pentru a demonstra prezența callovianului inferior; admite deci că transgresiunea jurasicului începe în regiune cu callovianul superior aproape de limita cu oxfordianul.

Prin cercetările efectuate în ultimul timp am recoltat o faună bogată tocmai din acest orizont bazal de la Tichilești din care pînă acum numai I. Simionescu (18) a menționat radiole de : *Rhabdocidaris thurmani*

Lor., *Rh. crassissima* Cot. şi *Belemnites* cf. *hastatus* Bl. Întrucît valea Tichileştilor oferă pe versantul stîng deschideri aproape continue care ne-au permis urmărirea depozitelor jurasice, a raporturilor cu fundamentul şi recoltarea unei bogate faune, care precizează vîrsta primelor depozite ce stau peste şisturile verzi, ne-am propus ca în nota de faţă să prezentăm acest jurasic.

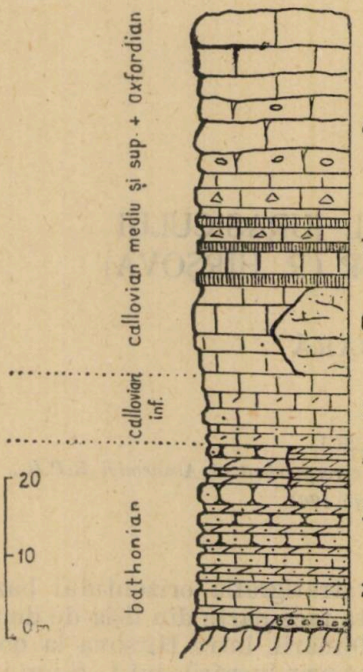


Fig. 1. — Succesiunea stratigrafică a jurasicului de pe valea Tichileştilor.

1. Şisturi verzi; *2.* conglomerate, calcare detritice şi marne gresoase; *3.* calcare gresoase şi marne concreţionare cu *Homomya*; *4.* calcare şi marne gresoase, marne cu *Posidonia alpina* Gras.; *5.* calcare feruginoase brune cu *Macrocephalites*; *6.* calcare şi gresii calcaroase microconglomeratice; *7.* calcare brecioase cu intercalaţii de benzi silicioase; *8.* calcare în bancuri groase cu concreţiuni de silex; *9.* loess.

În valea Tichileştilor jurasicul este dispus transgresiv şi discordant peste fundamentul vechi de şisturi verzi. Acestea sînt mai bine deschise în marginea de sud a satului Tichileşti, la confluenţa văii Tichileştilor cu valea Cechirgeaua. Spre sud-est ele se afundă treptat şi dispar sub loess la aproximativ 2 km amunte de sat. În valea Tichileştilor şisturile verzi cuprind mici lentile de cuarţite albe, sfărîmicioase pe care le regăsim remaniate în depozitele din baza jurasicului, alături de fragmentele de şisturi verzi. Pe versantul stîng al văii se poate observa următoarea succesiune (fig. 1 şi 2):

Peste şisturile verzi, a căror suprafaţă erodată prezintă culori gălbui-ruginii sau roşii-violacee, depozitele jurasice încep fie cu conglomerate, fie cu calcare detritice dure, care alternează cu marne gresoase. Conglomeratele, reprezentate prin două bancuri groase de 0,50 m, separate printr-o intercalaţie subţire gresoasă de culoare brună, au elementele bine rulate cu dimensiuni cuprinse între 2 şi 20 cm diametru; blocurile de cuarţ sînt rotunjite, cele de şisturi verzi sînt mai alungite şi aplatisate. Chiar acolo unde conglomeratul lipseşte calcarele detritice conţin fragmente de şisturi verzi şi cuarţ care le imprimă un caracter microconglomeratic. Ele sînt stratificate în bancuri de 0,20—0,50 m şi sînt înclinate cu 10—15° spre sud-vest. În secţiuni subţiri calcarele dure prezintă mult material detritic (şisturi verzi şi cuarţ), frecvente resturi de moluşte, radiole şi plăci de echinide, fragmente de brachiopode şi rare foraminifere. Marnele gresoase intercalate au o culoare gălbuie-brună, sînt mai slab cimentate, cu aspect nisipos cînd sînt alterate şi cuprind, mai ales spre partea superioară, concreţiuni limonitice de mici dimensiuni, concreţiuni gresoase bine cimentate, urme cărbunoase, precum şi numeroase resturi de plante. Fauna, extrem de bogată, se întîlneşte chiar în primele bancuri situate deasupra şisturilor verzi; din punct de vedere faunistic nota caracteristică este

dată de prezența speciilor *Homomya gibbosa* Sow. și *H. vezelay* Ag. care ating o frecvență și dimensiuni cu totul remarcabile către partea superioară a acestui complex. Conglomeratele sînt nefosilifere; calcarele dure ne-au furnizat numai:

Posidonia alpina Gras.
Camptochlamys retiferus Lycet
Ctenostreon sp.
Anabacia complanata Defr. (= *A. orbulites* M. E. et H.)

Majoritatea faunei a fost recoltată mai ales din marne:

Phylloceras hatzegi Loczy
Coenoceras sp.
Mytilus furcatus Münster
Mytilus tumidus Mor. et Lyc.
Modiola cuneata Sow.
Posidonia alpina Gras.
Chlamys vagans Sow.
Camptochamys retiferus Lyc.
Camptochlamys intertextus Roem.
Entolium demissum Phill.
Entolium cf. *disciformis* Schüb.
Spondylopecten sp.
Pleuromya caudata Terq. et Jourd.
Gresslya concentrica Ag.
Ceromya concentrica Sow.
Ceromya calloviensis Kas.
Ceromya sp.
Ceratomya plicata Ag.
Homomya gibbosa Sow.
Homomya vezelay (La Joie) d'Arch.
Homomya sp.
Pholadomya angustata Sow.
Pholadomya murchisoni Sow.
Astarte sp.
Anabacia complanata Defr. (= *A. orbulites* M. E. et H.)

La acestea se adaugă numeroase alte genuri și specii a căror stare de conservare nu permite o determinare sigură.

Într-un singur punct, la partea superioară a acestui complex, marnele gresoase trec în marne verzui, stratificate în bancuri subțiri, în care se găsește un adevărat lumașel de *Posidonia alpina* Gras., la care se adaugă:

Plagiostoma lyceti Laube
Plagiostoma cf. *cardiiformis* Sow.
Plagiostoma sp.
Natica sp.

precum și fragmente de brachiopode, gasteropode, belemniți, crustacei, ca și numercase resturi de plante.

Acest complex inferior atinge 15—20 m grosime. Peste el, în continuitate de sedimentare, stau calcare feruginoase brune-roşcate, stratificate în bancuri groase de 0,30—1,20 m cu căderi de 10—16° spre sud-vest; rar, unele bancuri au structură torenţială şi în acest caz au granule mici de cuarţ care le imprimă un caracter gresos. În secţiuni subţiri prezintă puţin material detritic (cuarţ şi şisturi verzi), precum şi fragmente de moluşte, echinide (plăci şi radiole), rare foraminifere. Pigmentul este brun limonitic iar masa fundamentală este formată din calcită larg cristalizată. Acest orizont calcaros ne-a furnizat:

Macrocephalites macrocephalus (Schloth. — Blake)
Chlamys fibrosus Sow.
Chlamys dewalquei Opp. var. *jurensis* Riche
Chlamys sp.
Camptonectes lens Sow.
Entolium demissum (Phill.)
Entolium cf. *cingulatum* Gold.
Pleuromya sp.
Pseudomelania sp.
Collyrites analis Des Moul.

Orizontul calcarelor feruginoase brune atinge 16—18 m grosime. El trece gradat la calcare brecioase cenuşii-gălbui, dure, stratificate în bancuri groase, care alternează cu calcare gălbui cu benzi silicioase cenuşii-albăstrui. În continuitate de sedimentare urmează calcare albe-cenuşii foarte dure, stratificate în bancuri groase pînă la 2 m, cu frecvente concreţiuni de silex. În aceste calcare nu s-au găsit decît în bază radiole de echinide, foarte frecvente entroce de crinoide şi rare exemplare de *Entolium*. Aceste calcare apar pînă pe culmea dealului situat la confluenţa văii Cechirgeaua cu valea Tichileştilor, unde se dispun direct peste şisturile verzi, îngropînd un relief prejurasic, ceea ce dovedeşte că, pe valea Tichileştilor transgresiunea jurasicului are un caracter progresiv.

Considerînd valoarea stratigrafică a faunei recoltate, cîteva specii se remarcă în mod deosebit; astfel *Macrocephalites macrocephalus* Schl., fosilă caracteristică de zonă, indică în mod cert vîrsta callovian inferioară pentru calcarele feruginoase brune. Rezultă că întregul pachet de conglomerate, calcare detritice şi marne gresoase, în grosime de aproape 20 m, care stă sub calcarele feruginoase (fig. 2) aparţine doggerului; el reprezintă cel puţin bathonianul. Pentru această vîrstă pledează întreaga asociaţie faunistică recoltată din depozitele situate sub calcarele cu *Macrocephalites*. Această asociaţie cuprinde specii care în alte regiuni din ţară şi străinătate sînt cantonate mai ales în etajul bathonian, chiar dacă încep în bajocian şi se continuă şi în callovian sau, mai rar, în oxfordian. Astfel *Posidonia alpina* Gras. se întîlneşte, după cum relatează numeroşi autori, din bajocian pînă în callovianul inferior inclusiv. La noi în ţară, în regiunea carpatică, *Posidonia alpina* a fost menţionată de E. Jekelius (8) şi N. Oncescu (12) în bathonian-callovianul inferior de pe versantul vestic al Pietrei Craiului. D. Patrulius o semnalează şi pe versantul estic al Bucegilor, unde fauna asociată cuprinde specii de ammoniţi care

indică intervalul bathonian inferior — callovian inferior. Același autor (14) a recoltat-o de la Vadul Crișului în asociație cu ammoniți caracteristici pentru zonele bathonianului superior și callovianului inferior. În Banat, Gr. Răileanu (17) menționează această specie din stratele de Bigăr, pe care le atribuie bathonian-callovianului. Recent, *Posi-*

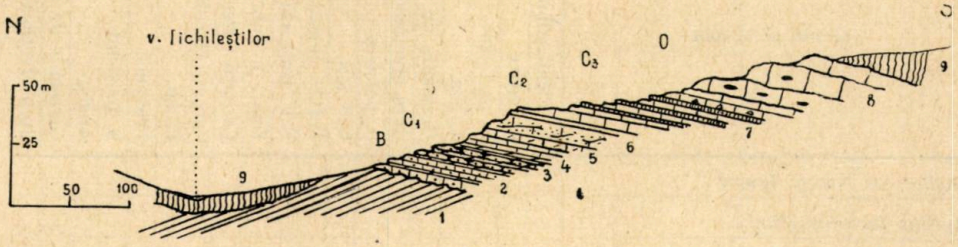


Fig. 2. — Profil geologic pe valea Tichileștilor la 1 000 m amunte de confluența cu valea Cechirgeaua.

donia alpina a fost semnalată de I. Preda [1]) în bathonianul din regiunea Roșia, iar de P. Vîlceanu în bajocian superior-bathonian-callovianul din regiunea Codlea. Foraje foarte recente executate în Cîmpia Romînă și în Depresiunea Moldovenească, după cum relatează N. Grigoraș [2]), au permis separarea doggerului tocmai pe baza speciei *Posidonia alpina* Gras.

Pe valea Tichileștilor, bancul marnos lumașelic cu posidonii se află situat sub calcarele feruginoase cu *Macrocephalites*, deci bancul cu *Posidonia* aparține bathonianului superior. Vîrsta bathoniană este confirmată și de prezența în număr mare a speciilor *Homomya gibbosa* Sow., *H. vezelay* (La Joie) d'Archiac, *Ceromya concantrica* Sow., *C. plicata* Ag., care în literatura cercetată nu sînt menționate mai sus de bathonianul superior. Astfel, *Homomya gibbosa*, specie extrem de frecventă în valea Tichileștilor, a fost menționată de Terquem (19) în bathonianul din regiunea Moselle, d'Archiac a semnalat-o în formațiunea oolitică cuprinsă între liasic și formațiunea de Cornbrash din regiunea Aisne (3), iar P. Choffat (6) în bathonianul din Portugalia; în formațiuni de aceeași vîrstă o menționează și M. Lissajous (11) la Mâcon, iar recent a fost găsită de W. J. Arkell (4) în zona cu *Tullites subcontractus*, deci în partea superioară a bathonianului mediu din Anglia de vest. În acest ultim punct, ea este asociată cu *Ceromya concentrica* Sow., așa cum am găsit-o și noi în valea Tichileștilor. Un interes deosebit îl prezintă coralierul solitar *Anabacia orbulites* pe care J. Alloiteau (1) îl consideră specie caracteristică pentru bathonian. Într-adevăr, în estul bazinului parizian, asociația *Anabacia orbulites* cu *Chlamys vagans*, întîlnită și pe valea Tichileștilor este tipică pentru bathonian (7). În regiunea

[1]) I. Preda, *Cercetări geologice în regiunea Roșia—Meziad (Munții Pădurea Craiului)*, Lucrare de disertație susținută în 1957 (manuscris).

[2]) N. Grigoraș, *Contribuții la cunoașterea faciesurilor depozitelor mezozoice din Cîmpia romînă*, Comunicare la sesiunea științifică a universității „C. I. Parhon", 1959.

Tabelul

Răspîndirea stratigrafică a asociației din valea

Genul și specia		Bajocian														Bath				
		v. Tichileștilor	Provence	b. parizian	Anglia	Germania de sud	Jura elvețiană	b. polonez	U.R.S.S.	R.P.F. Iugoslavia	R.P. Bulgaria	Depr. predobr.	Carpații Orientali	Carpații Meridionali	Banat	Provence	b. parizian	Anglia	Germania de sud	Jura elvețiană
Phylloceras hatzegi Loczy	bathonian																			
Mytilus furcatus Münst.																		×	×	
Mytilus tumidus Mor. et Lyc.																	×	×		
Modiola cuneata Sow.			×										×							
Posidonia alpina Gras.				×									×			×	×			
Chlamys vagans Sow.				×			×									×	×	×	×	×
Camptochlamys retiferus Lyc.																×	×	×	×	
Camptochlamys intertextus Roem.						×		×									×		×	
Entolium demissum Phill.				×		×							×				×		×	
Entolium cf. *disciformis* Schüb.						×											×			
Lima (*Plagiostoma*) *lycetti* Laube													×							
Lima (*Plagiostoma*) cf. *cardiformis* Sow.			×			×							×			×	×	×		
Pleuromya caudata Terq. et Jourd.																	×			
Gresslya concentrica Ag.						×	×										×			
Ceromya concentrica Sow.																	×	×		
Ceromya calloviensis Kas.																				
Ceratomya plicata Ag.													×			×	×	×	×	
Homomya gibbosa Sow.			×	×		×							×				×	×	×	
Homomya vezelay (La Joie) d'Arch.						×										×	×		×	
Pholadomya angustata Sow.						×							×						×	×
Pholadomya murchisoni Sow.			×										×			×	×	×	×	
Anabacia orbulites M. Edw. et Haime																×	×		×	×
Macrocephalites macrocephalus (Schloth.-Blake)	callovian																			
Chlamys fibrosus Sow.								×					×				×	×		
Chlamys dewalquei Opp.				×		×											×	×	×	
Camptonectes lens Sow.						×		×					×				×		×	×
Entolium demissum Phill.				×		×							×				×		×	
Entolium cf. *cingulatum* Goldf.																			×	
Collyrites analis Des Moul.																	×	×		

nr. 1

Tichileştilor în diferite regiuni din Europa

onian							Callovian												Oxfordian											
b. polonez	U.R.S.S.	R.P.F. Iugoslavia	R. P. Bulgaria	Depr. predobr.	Carpaţii Orientali	Munţii Apuseni	Banat	Provence	b. parizian	Anglia	Germania de sud	Jura elveţiană	b. polonez	U.R.S.S.	R.P.F. Iugoslavia	R.P. Bulgaria	Depr. predobr.	Carpaţii Orientali	Munţii Apuseni	Banat	Provence	b. parizian	Anglia	Germania de sud	Jura elveţiană	b. polonez	U.R.S.S.	R.P.F. Iugoslavia	R.P. Bulgaria	Depr. predobr.	Carpaţii Orientali	Munţii Apuseni	Banat
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	×	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	×	—	—	—	×	—	—	×	×	×

Provence, unde a fost semnalat în numeroase puncte de A. Lanquine (10), acest coralier apare într-o asociație bathoniană care cuprinde specii comune cu cele din valea Tichileștilor. Și în vestul bazinului parizian F. Koby (9) menționează această specie tot în etajul bathonian. În tabelul nr. 1 se indică răspîndirea pe verticală în diferite bazine din Europa și a celorlalte specii recoltate din valea Tichileștilor.

Considerînd cele de mai sus trebuie să admitem vîrsta bathoniană pentru depozitele situate sub calcarele cu *Macrocephalites*. Lipsa unor specii caracteristice în partea superioară a calcarelor feruginoase sau în partea inferioară a calcarelor albe cu concrețiuni de silex, nu ne-a permis să trasăm în mod precis limita dintre callovian și oxfordian. Bazați totuși pe asemănarea litologică dintre calcarele albe de la Tichilești și cele din Dealul Baroi — Hîrșova, care după I. Simionescu (18) conțin frecvente exemplare de *Peltoceras arduennense* d'Orb., considerăm, de acord cu autorul menționat, că ele aparțin oxfordianului. Ar trebui atașate deci callovianului și calcarele brecioase gălbui cu concrețiuni de silex.

Din cele relatate mai sus reiese că primele depozite jurasice care se dispun peste șisturile verzi în valea Tichileștilor nu aparțin callovianului superior, ci doggerului. Aceste depozite reprezintă în mod sigur bathonianul, dar nu este exclus ca aici, să fie cuprins și bajocianul, avînd în vedere grosimea lor în jur de 20 m, ca și situațiile cunoscute în regiuni apropiate, unde trangresiunea jurasicului începe de obicei cu baza doggerului. Lipsa fosilelor caracteristice, și în special al ammoniților, nu ne permite deocamdată să precizăm mai mult.

Prezența speciei *Posidonia alpina* Gras. — care, așa cum am arătat mai sus, a fost semnalată atît în regiunea carpatică, cît și în forajele executate în regiunea de la exteriorul Carpaților — arată că între marea jurasică din Dobrogea și cea din regiunile imediat învecinate au existat legături sigure în timpul dogger-callovianului inferior. Fauna jurasică din valea Tichileștilor prezintă multe elemente comune atît cu fauna din regiunea carpatică (Strunga, Hăghimaș), cît și cu bazinele clasice : polonez, franco-suab, anglo-parizian.

К ИЗУЧЕНИЮ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ДОЛИНЕ ТИКИЛЕШТИЛОР (РАЙОН ХЫРШОВА)

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ

РЕЗЮМЕ

В результате исследования собранной автором фауны юрских отложений, трангрессивно перекрывающих зеленые сланцы и обнажающихся по долине Тикилештилор, устанавливается доггеровский возраст этих отложений, до настоящего времени относимых к верх-

нему келловею. Указанные отложения представлены пачкой конгломератов, песчаников, детритовых известняков и желваковых мергелей, мощностью в 20 м, содержащих богатую фауну : Posidonia alpina Gras., Homomya gibbosa Sow., H. Vezelayi Ag., Chlamys vagans Sow., Anabacia orbulites M. E. et H. и т. д.

Присутствие вида Macrocephalites macrocephalus (Schl.) в железистых известняках, перекрывающих вышеуказанную пачку пород, служит доказательством по меньшей мере батонского возраста низов юры в исследованном районе, а также указывает на присутствие нижнего келловея, впервые упоминаемого на территории Добруджи.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Стратиграфический разрез юрских отложений по долине Тикилештилор. *1* — зеленые сланцы; *2* — конгломераты, детритовые известняки и песчанистые мергели; *3* — песчанистые известняки и желваковые мергели с Homomya; *4* — песчанистые известяки и мергели, с Posidonia alpina Gras.; *5* — бурые железистые известняки с Macrocephalites; *6* — известняки и известковистые микроконгломератовые песчаники; *7* — брекчированные известняки с прослоями и полосами окремнелых известняков; *8* — мощные пласты известняка с кремнистыми стяжениями; 9 — лёсс.

Рис. 2. — Геологический разрез по долине Тикилештилор, в 1000 м вверх по течению от слияния с долиной Чекирджауа.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DU JURASSIQUE DE LA VALLÉE DE TICHILEŞTI (DISTRICT DE HÎRŞOVA)

NOTE PRÉLIMINAIRE

RÉSUMÉ

L'étude d'une riche faune récoltée par l'auteur prouve que les dépôts de la vallée de Tichileşti, qui reposent transgressivement sur les « schistes verts », n'appartiennent pas au Callovien supérieur, comme on le considérait jusqu'ici, mais au Dogger. Ils sont représentés par 20 m de conglomérats, grès, calcaires détritiques et marnes à concrétions, qui offrent une riche association : *Posidonia alpina* Gras., *Homomya gibbosa* Sow., *H. vezelayi* Ag., *Chlamys vagans* Sow., *Anabacia orbulites* M. E. et H., etc.

La présence de *Macrocephalites macrocephalus* (Schl.) dans les calcaires ferrugineux qui surmontent ce paquet inférieur, confirme l'âge Bathonien, au moins, de l'extrême base du Jurassique de cette région, ainsi que la présence du Callovien inférieur non encore mentionné en Dobrogea.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Succession stratigraphique du Jurassique dans la vallée de Tichileşti. 1, Schistes verts ; *2*, conglomérats, calcaires détritiques et marnes gréseuses ; *3*, calcaires gréseux et marnes concrétionnaires à *Homomya* ; *4*, calcaires et marnes gréseuses, marnes à *Posidonia alpina* Gras. ; *5*, calcaires ferrugineux bruns à *Macrocephalites* ; *6*, calcaires et grès calcaires microconglomératiques ; *7*, calcaires brécheux à intercalations de bandes siliceuses ; *8*, calcaires en bancs épais à concrétions de silex ; 9, lœss.

Fig. 2. — Profil géologique de la vallée de Tichileşti, à 1 000 m en amont du confluent avec la vallée Cechirgeaua.

BIBLIOGRAFIE

1. ALLOITEAU J., *Madréporaire postpaléozoïques*, in *Traité de Paléontologie*, Paris, 1952, **I.**
2. ANASTASIU V., *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Terrains secondaires*, Thèse, Paris, 1898.
3. ARCHIAC A., d', *Description géologique du département de l'Aisne*, Mém. Soc. Géol. France, 1843, *(1)* V, partea a 2-a.
4. ARKELL W. J. a. DONOVAN D. T., *Fuller's earth of the Cotswolds and its relations to the great oolite*, Quart. Journ. Geol., 1952, **CVII**, *3*.
5. ATANASIU I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Lucrările Soc. Geogr. „D. Cantemir"*, Iaşi, 1940.
6. CHOFFAT P., *Etude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal*, Trav. Géol. du Portugal., 1880.
7. DECHASEAUX C., *Pectinidés jurassiques de l'est du Bassin de Paris*, Ann. de Paléont., 1936, **XXV**.
8. JEKELIUS E., *Die mesozoischen Faunen der Berge v. Brassó, III—VI. Die Dogger u. Malmfauna v. Brassó*, Mit. a.d. Jahrb. K. ung. geol. Anst., 1915, **XXIV**.
9. KOBY F., *Polypiers bathoniens de Saint Gaultier*, Mém. Soc. Paléont. Suisse, 1906, **XXXIII**.
10. LANQUINE A., *Le Lias et le Jurassique inférieur des Chaines provençales*, Thèse, Paris, 1929.
11. LISSAJOUS M., *Etude sur la faune du Bathonien des environs de Mâcon*, Trav. du Lab. de Géol. de la Fac. Sci. de Lyon, 1923, *V*, Mém. 3.
12. ONCESCU N., *Région de Piatra Craiului-Bucegi. Etude géologique*, An. Inst. geol. Rom., 1943, **XXII**.
13. PATRULIUS D., *Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi (versantul de est)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1949, **XXXVI**.
14. — *Contribuţiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului (Comunicare preliminară)*, Dări de seamă Com. geol., 1950.
15. — *Corelarea Doggerului şi Malmului din Carpaţii Orientali*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1957, **II**, *2*.
16. PETERS K., *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha*, Denkschriften der Mat.-Naturw. Cl. d.K. Akad. Wis., 1867, **XXVII**.
17. RĂILEANU GR., *Cercetări geologice în regiunea Sviniţa — Faţa Mare*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1953, **V**, *2*.
18. SIMIONESCU I., *Straturile jurasice dintre Hîrşova şi Boasgic*, An. Inst. geol. Rom., 1909, **III**, *1*.
19. TERQUEM et JOURDY, *Monographie de l'étage Bathonien dans le Département de la Moselle*, Mém. Soc. Géol. France, 1873, seria a II-a, **IX**, Mém. I.
20. VÎLCEANU P., *Contribuţii la cunoaşterea geologică a regiunii Codlea*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *1*.

ANALIZE DE ORIENTARE TEXTURALĂ ŞI DIRECŢII DE TRANSPORT ALE SEDIMENTELOR

DE

M. DUMITRIU şi CRISTINA DUMITRIU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în şedinţa din 23 mai 1961

Numeroase lucrări de sedimentologie, apărute în ultimii ani, au atras atenţia asupra rolului important pe care îl are studiul proprietăţilor vectoriale ale sedimentelor în reconstituirile paleogeografice.

Cartarea structurilor mecanice de curent (mecanoglife, stratificaţie încrucişată) permite determinarea cu rapiditate a direcţiilor de transport ale sedimentelor; sensurile paleocurenţilor oferă cele mai precise date în legătură cu înclinarea pantelor de depunere.

Sărăcia în stratificaţie încrucişată şi mecanoglife din multe formaţiuni face necesară deducerea direcţiilor de transport ale sedimentelor prin alte metode. Studiul orientării elementelor constitutive ale rocilor sedimentare s-a dovedit a fi un indicator exact al curgerii paleocurenţilor.

„Orientarea texturală" (= Gefüge = fabric) exprimă aşezarea spaţială a granulelor sau particulelor dintr-o rocă.

Pentru înţelegerea metodei de studiu amintite vom da după L. B. Ruhin (8), (9) şi F. J. Pettijohn (7) o descriere sumară a noţiunilor legate de orientarea texturală.

Cele mai uzuale elemente ale orientării texturale de apoziţie sau primare : galeţii din conglomerate şi pietrişuri, granulele de cuarţ, foiţele de mică, unele fosile etc. răspund acţiunii cîmpului de curgere al paleocurenţilor, orientîndu-se într-un anumit mod (model de orientare texturală anizotropă).

Uneori însă elementele au o orientare întîmplătoare, roca fiind descrisă ca izotropă.

Datele de orientare se proiectează de obicei pe reţeaua de arii egale (Schmidt), rezultînd după trasarea liniilor izoprocentuale zone de concentrare a măsurătorilor (poli) în cazul unei orientări preferate.

Orientarea texturală a rocii poate fi clasificată după simetria sa (axială, monoclinică etc.) care are o legătură directă cu simetria mişcării (depunere din ape stagnante sau din curenţi).

Numeroase lucrări au pus în evidenţă folosirea studiilor de orientare texturală a tillitelor în determinarea direcţiei de mişcare a gheţarilor.

Pentru stabilirea legăturii dintre simetria mişcării şi simetria orientării texturale s-au făcut studii de imbricaţie, în depozitele fluviatile recente. S-a stabilit că axele lungi ale galeţilor sînt paralele cu direcţia de curgere, fiind înclinate în susul curentului.

În lucrarea de faţă, date fiind dimensiunile sale reduse, nu vom putea face un istoric al studiilor privind „orientarea texturală". Menţionarea acestor lucrări, însoţită de expunerea sumară a principalelor rezultate, o găsim în L. B. Ruhin (8), (9) şi F. J. Pettijohn (7).

Ruhin (8) prezintă, pe baza datelor din literatura sovietică, unele concluzii referitoare la legătura dintre orientarea axelor „a" ale galeţilor şi direcţiile de transport ale sedimentelor; tendinţa pe care o au axele lungi de a se orienta paralel cu curgerea, înclinînd în susul curentului, este evidentă în multe depozite conglomeratice (conglomerate miocene din Urali — Lungershausen).

Transportul prin rulare pe fund se caracterizează (spre deosebire de cel efectuat în suspensie) printr-un model de orientare texturală în care axele lungi devin perpendiculare pe curgere. Aceeaşi dispoziţie a axelor „a" se remarcă şi în depozitele deltaice, de ţărm etc.

Pentru sesizarea cazurilor excepţionale de depunere a galeţilor, care ne-ar putea conduce la aprecierea eronată a situării sursei de sedimente, Ruhin (8) propune controlul măsurătorilor de orientare a galeţilor prin măsuri de orientare a stratificaţiei încrucişate.

Becker (1893), Twenhofel (1932), Fraser (1935) (citaţi după (7)) notează că galeţii în formă de bastonaş sînt situaţi transversal pe cursul apei.

Johnston (1922), Krumbein (1940, 1942) (citaţi după (7)) arată că axele lungi sînt orientate paralel cu curentul, cu o înclinare în susul acestuia.

A. Cailleux (2) studiază înclinarea a 4 000 de galeţi în formaţiuni de la paleozoic pînă la actual.

J. Schlee (10) expune rezultatele măsurătorilor sistematice în cîteva depozite fluviatile şi ajunge la concluzia că există o tendinţă pentru maximele şi submaximele axelor lungi ale galeţilor în formă de bastonaş să fie situate într-un plan care înclină în susul curentului.

L. Koszarski (5) studiază direcţiile de transport ale sedimentelor în gresia de Ciężkowice (R.P. Polonă) după mecanoglife şi orientarea axelor lungi ale galeţilor din conglomerate; din diagrame reiese asemănarea orientărilor după hieroglife şi cele rezultate din măsurarea axelor lungi ale galeţilor.

Unrug (citat după (9)) prezintă diagrame care exprimă legătura dintre dimensiunea, forma şi orientarea galeţilor.

Galeţii fuziformi şi cei discoidali au axele lungi paralele cu direcţia de curgere, iar cei elipsoidali, perpendiculare.

În vederea aplicării unor metode noi în studierea paleocurenților din formațiuni sărace în mecanoglife și stratificație încrucișată, s-au măsurat în campaniile de teren 1959 și 1960, orientările axelor „a" ale galeților din unele conglomerate și pietrișuri în diverse regiuni (Benesat — Chelința și Deda — Reghin).

Orientarea galeților depinde de formă (10).

Posibilitatea obținerii cu rapiditate a unor modele de orientare texturală mai clare, lipsite de maxime scăzute, prin măsurători făcute asupra galeților selectați după formă, fiind un lucru stabilit (10), am măsurat orientarea axelor „a" ale galeților fuziformi sau cu raportul a/b = 1,5/1, eliminînd pe cei cu formă apropiată de sferă ale căror axe lungi nu au o orientare preferată.

Orientarea galeților depinde de asemenea de dimensiunile lor. Cailleux (2) a arătat că galeții mici sînt orientați mai degrabă datorită contactului cu alți galeți decît datorită curentului și a folosit pentru datele de orientare galeții cu lungimi mai mari de 4 cm.

Unrug notează deosebiri mari de orientare, care merg pînă la perpendicularitate, între galeții aparținînd diverselor clase granulometrice. De aceea am preferat, pentru studiul orientării, galeții cu axe „a" mai mari de 4 cm.

În sarmațianul regiunii Deda — Reghin, dezvoltat într-un facies de molasă — în care am separat două orizonturi : conglomeratic, în bază, și marnos, la partea superioară — s-a remarcat prezența unor turbidite.

Studiile referitoare la structurile mecanice de curent au stabilit posibilitatea conturării topografiei submarine și a determinării direcțiilor de curgere prin măsurători de orientare a mecanoglifelor ; din punct de vedere vectorial, stratul de gresie cu structuri mecanice de curent este privit ca un vector fosil (sensul înclinării pantei de depunere).

Măsurînd statistic orientarea mecanoglifelor, și uneori a stratificației de curent din partea superioară a orizontului conglomeratic sarmațian, am obținut imaginea medie a înclinării pantei pe care au fost transportați și galeții din conglomerate.

Pentru stabilirea legăturii dintre direcțiile de transport după mecanoglife și polii induși de mișcare în modelele de orientare texturală a conglomeratelor, au fost comparate diagramele ce privesc galeții cu cele construite după mecanoglife.

Procedeul de control imaginat aici este analog aceluia utilizat în studiile de orientare a galeților din depozite fluviatile recente.

În acest sens au fost măsurate orientările axelor „a" ale galeților din conglomerate (cîte 100 în fiecare deschidere) în zona văii Similoaia și Valea Dracului.

Rabaterea datelor de orientare la orizontală a fost urmată de întocmirea diagramelor de puncte pentru fiecare stație (s-a folosit emisfera inferioară de proiecție) ; după trasarea liniilor de egal procentaj am obținut „diagramele de linii izoprocentuale", care reprezintă traducerea grafică a orientării texturale.

În modelele de orientare texturală ale conglomeratelor din zonele studiate (fig. 2 și 3) se remarcă existența unei orientări preferate.

Punctele (măsurătorile) sînt în general concentrate în zone de maxime (poli), înconjurate de zone de dispersie alungite, centuri, dispuse periferic, alcătuind modele de orientare texturală monoclinice; există totuşi diagrame, care prezintă mai multe maxime şi submaxime, dispuse periferic, înconjurate de centuri care ocupă o mare parte din diagramă (fig. 2, *a*, *e* şi fig. 3, *a*).

Studiile de orientare a galeţilor din depozitele fluviatile recente au arătat că galeţii în formă de bastonaş prezintă uneori o aşezare periferică semicirculară a maximelor, a căror bisectoare este îndreptată în josul curentului (10).

Tendinţa de formare a două maxime (poli), cu bisectoarea aproximativ paralelă la direcţia de transport a sedimentelor a fost remarcată atît în depozitele recente cît şi în paleodepozite.

R. Brinkmann (1) a arătat că distribuţia dimensiunilor particulelor este importantă în determinarea numărului de maxime, obţinute din axa lungă a galeţilor. Dacă sînt prezente materiale de dimensiuni inegale, se formează numai un maxim; cu materiale de egală dimensiune se formează două maxime.

Dispoziţia maximelor şi submaximelor axei lungi a galeţilor în formă de bastonaş în plane care înclină în susul curentului este o caracteristică a modelelor de orientare texturală a conglomeratelor (10).

În regiunea văilor Similoaia — Caşva remarcăm (fig. 1, *a*) existenţa a trei direcţii predominante în orientarea mecanoglifelor: N 22°E — N 38°E, N 68°E şi N 53°V.

Abundenţa mecanoglifelor de dragare a determinat aprecierea direcţiilor şi numai în mod excepţional a sensurilor de transport a sedimentelor.

Direcţiile mecanoglifelor, combinate cu cîteva determinări de sensuri, (NE — SV, NV — SE şi redus SE — NV), ne fac să presupunem existenţa în partea superioară a orizontului conglomeratic a unei pante de depunere cu înclinare predominantă NE — SV.

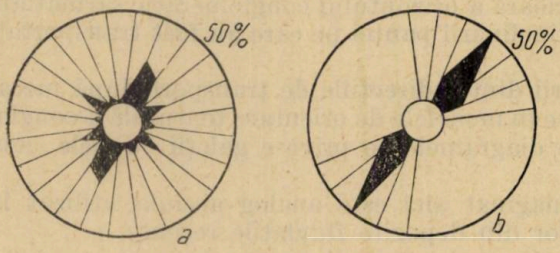


Fig. 1. — Direcţii de transport ale sedimentelor sarmaţiene (orizontul conglomeratic) din regiunea Deda—Reghin (după mecanoglife).
a, Valea Similoaia; *b*, Valea Dracului.

Cercetarea diagramelor de linii izoprocentuale ne dezvăluie inducerea simetriei de mişcare, dedusă din mecanoglife, în modelele de orientare texturală a depozitelor conglomeratice din regiune.

În valea Similoaia, cele două zone de maxime N 13°E/10°NE şi N 26°E/10°NE (fig. 2, *a*) bisectate de direcţia N 20°E, precum şi polul N 35°E/35°NE (fig. 2, *d*) se plasează în zona de maxim N22°E — 38°E din diagrama de mecanoglife.

Polul N 89°E/4 °NE (fig. 2,*c*) este situat în apropierea submaximului de mecanoglife N 68°E.

Polul N 58°V/1°SE (fig. 2, *b*), precum şi bisectoarea polilor N 89°V/18°SE şi N 44°V/40°SE (N 67°V) (fig. 2, *e*) se plasează în preajma submaximului N 53°V.

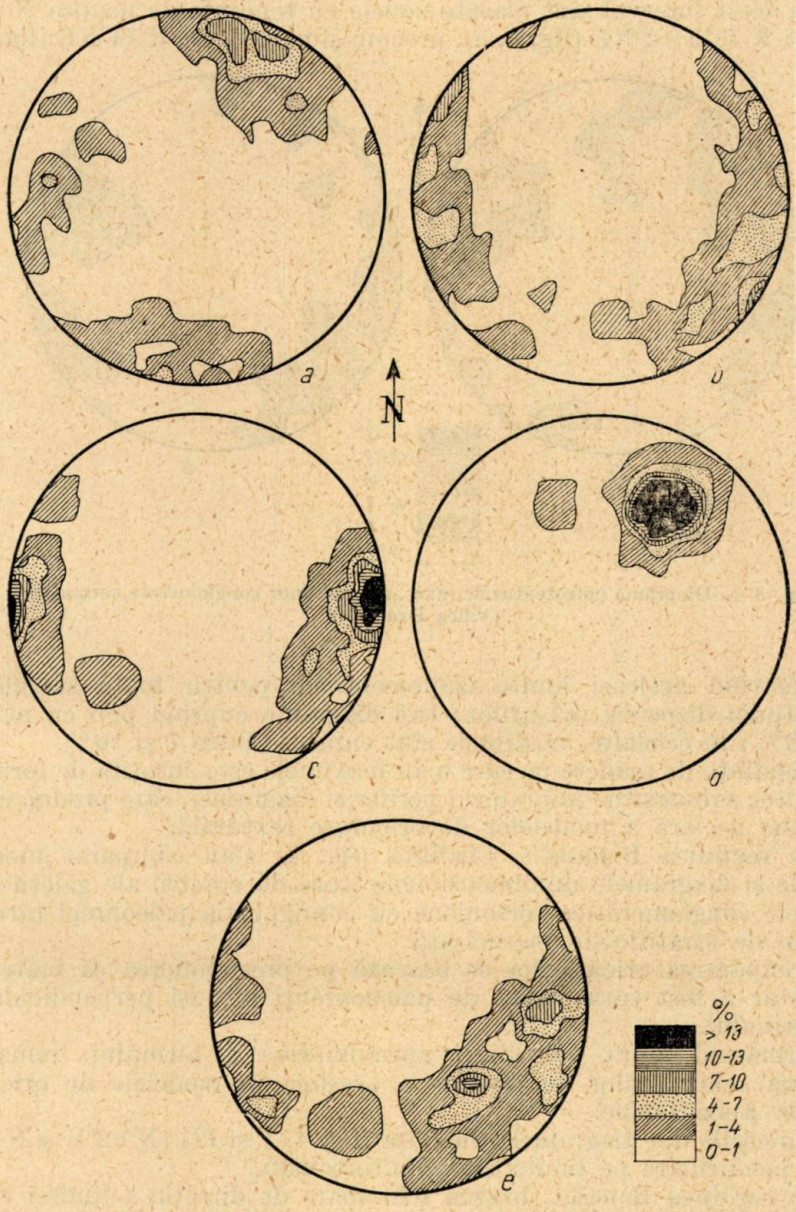


Fig. 2.—Diagrame petrotexturale (axe „a") ale unor conglomerate sarmaţiene (valea Similoaia).

În zona Văii Dracului, măsurătorile de orientare a mecanoglifelor din partea superioară a orizontului conglomeratic au indicat dispunerea lor în intervalul N 22°E — 68°E, cu maximul N 38°E (fig. 1, *b*).

În acest interval sînt plasate zonele cu tendinţe de maxim N 59°E/12°NE şi N 76°E/12°NE (fig, 3, *a*), precum şi polul N 66°E/14°NE (fig. 3, *b*).

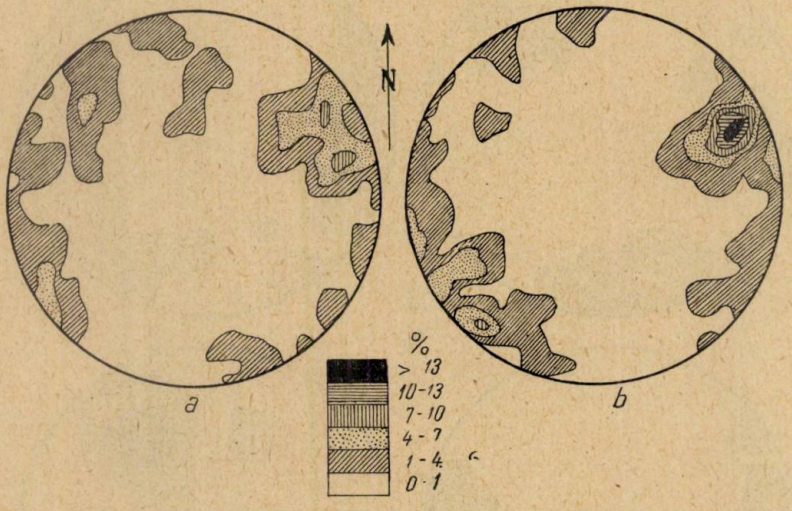


Fig. 3. — Diagrame petrotexturale (axe „a") ale unor conglomerate sarmaţiene (Valea Dracului).

Păstrînd aceleaşi limite izoprocentuale pentru toate staţiile am putut studia dispersia măsurilor; trei diagrame cuprind poli cu maxime peste 13%; în celelalte, maximele sînt cuprinse între 7 şi 10%.

Tendinţa de scădere pe care o au maximele este însoţită de formarea mai multor submaxime împrejurul periferiei diagramei, care produc uneori o imagine neclară a modelelor de orientare texturală.

În regiunea Benesat — Chelinţa (fig. 4) s-au comparat modelele texturale şi diagramele unidimensionale (roze de curent) ale galeţilor din depozitele conglomeratice tortoniene cu configuraţia paleoliniei ţărmului şi datele de stratificaţie încrucişată.

Compararea orientărilor se bazează pe presupunerea că materialul sedimentar a fost transportat de paleocurenţi dispuşi perpendicular pe linia ţărmului.

Urmărind alura paleoliniei aproximative a ţărmului, remarcăm oglindirea schimbărilor de direcţie a acesteia în modelele de orientare texturală apoziţionale.

Direcţiile din diagramele Chelinţa (fig. 4, *I* şi *II*) (N 62°V şi N 53°V) sînt perpendiculare pe limita cristalin/tortonian.

În regiunea Benesat, brusca schimbare de direcţie a limitei cristalinului este însoţită de o schimbare în orientarea texturală a depozitelor grosiere (N 53°E) (fig. 4, *III*).

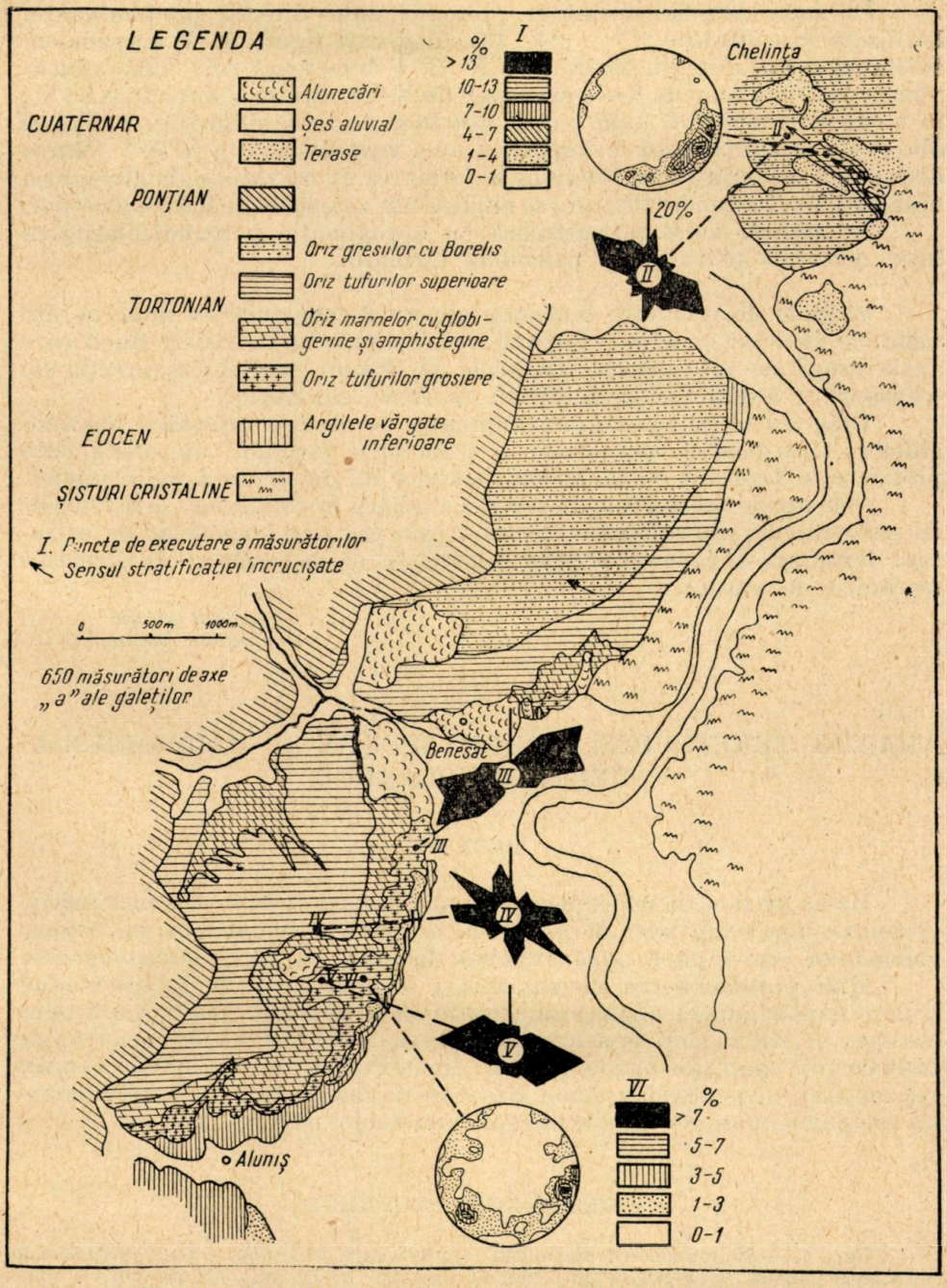


Fig. 4. — Cartodiagrama sedimentară a regiunii Benesat—Chelința.

În zona Aluniş constatăm prezenţa unor direcţii predominante, localizate în cadranele NV — SE. Din diagrama figurii 4 *IV* desprindem existenţa a trei direcţii, dintre care N 53° V bisectează cele două submaxime, apropiate unul de E—V şi celălalt de N—S, iar din V direcţia N 83°V ; în modelul textural al unui pietriş din baza tortonianului (fig. 4, *VI*) se observă o tendinţă slabă la formare a unei zone de maxim N 76°V. Marea dispersie a măsurătorilor, tendinţa la formarea de maxime slabe, imaginea neclară a acestui model textural se explică pin neselectarea formei galeţilor.

În această zonă se păstrează cu aproximaţie perpendicularitatea între direcţiile texturale şi paleolinia ţărmului.

Studiile de orientare texturală ale unor conglomerate miocene din regiunile Benesat şi Deda—Reghin confirmă punctul de vedere după care axele lungi ale elementelor fuziforme se dispun paralel cu direcţia de transport a sedimentelor, înclinînd în susul curentului.

Diagramele petrotexturale, împreună cu studiul orientării mecanoglifelor, stratificaţiei încrucişate şi paleoliniei ţărmului, au oferit date preţioase în legătură cu înclinarea pantelor de depunere a sedimentelor.

Concluziile acestei lucrări servesc studierii în continuare a sistemelor de paleocurenţi din regiunile descrise, prin cartarea modelelor de orientare texturală a conglomeratelor controlate cu măsurători de structuri mecanice de curent.

Comitetul geologic
Prospecţiuni Bucureşti

АНАЛИЗ ТЕКСТУРНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ И НАПРАВЛЕНИЯ ПЕРЕНОСА ОСАДКОВ

РЕЗЮМЕ

Из-за редкости перекрестного напластования и механоглифов, установление направлений переноса осадков проводилось на основе измерения текстурной ориентировки (gëfuge, fabrik) конгломератов.

Для установления связи между направлениями палеотечений и индуцированными полюсами движения в моделях текстурной ориентировки изучалась ориентировка осей „a" для галек некоторых сарматских конгломератов (район Деда-Регин) и грубообломочных тортонских отложений района Бенесат-Келинца. Оси „a" параллельны направлениям течения и накопления вверх по течению.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Направления переноса сарматских осадков (конгломератовый горизонт) района Деда-Регин (по механоглифам). *a*) Долина Симилоая; *b*) Долина Дракулуй.

Рис. 2. — Петротекстурные диаграммы (оси „а") некоторых сарматских конгломератов (Долина Симилоая).

Рис. 3. — Петротекстурные диаграммы (оси „а") некоторых сарматских конгломератов (Долина Дракулуй).

Рис. 4. — Осадочная картодиаграмма района Бенесат-Келинца.

ANALYSES D'ORIENTATION TEXTURALE ET DIRECTIONS DE TRANSPORT DES SÉDIMENTS

RÉSUMÉ

La pauvreté en stratification entrecroisée et mécanoglyphes rend nécessaire la déduction des directions de transport des sédiments par la méthode du lever de l'orientation texturale des conglomérats.

Pour l'établissement d'une liaison entre les directions des paléocourants et les pôles induits par le mouvement dans les modèles d'orientation texturale, on a étudié l'orientation des axes «a» des galets de certains conglomérats sarmatiens (région Deda — Reghin) et des dépôts clastiques tortoniens de la région Benesat — Chelinţa. Les axes «a» sont parallèles aux directions de transport et pendent vers le haut du courant.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Directions de transport des sédiments sarmatiens (horizon conglomératique dans la région Deda — Reghin (d'après les mécanoglyphes).

Fig. 2. — Diagrammes pétrotexturaux (axes « a ») de certains conglomérats sarmatiens (vallée Similoaia).

Fig. 3. — Diagrammes pétrotexturaux (axes « a ») de certains conglomérats sarmatiens (vallée Dracului).

Fig. 4. — Cartodiagramme de la région Benesat — Chelinţa.

BIBLIOGRAFIE

1. BRINKMANN R., *Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten*, Geol. Rundschau, 1955, **43**, *2*
2. CAILLEAUX A., *Distinction des galets marins et fluviatiles*, Soc. Géol. France, 1945, **15**, seria a 5-a.
3. DUMITRIU M. şi DUMITRIU C., *Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din Pintenul de Văleni*, Comunicările Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *11*.
4. ЖИЖЧЕНКО, Б. П., *Методы палеогеографических исследований*, Гостоптехиздат, Ленинград, 1959.
5. KOSZARSKI L., *Observations on the sedimentation of the Ciężkowice sandstone near Ciężkowice (Carpathian Flysch)*, Bull. Acad. Polon. Sc., 1956, **IV**.
6. KRUMBEIN W. C., *Flood gravels of the San Gabriel Canyon, California*, Geol. Soc. America Bull., 1940, **51**, 639—676.
7. PETTIJOHN F. J., *Sedimentary rocks*, Harper & Brothers, New York, 1957.
8. РУХИН Л. Б., *Основы литологии*, Гостоптехиздат, Москва, 1953.
9. — *Основы общей палеогеографии*, Гостоптехиздат, Ленинград, 1959.
10. SCHLEE J., *Fluvial gravel fabric*, J. of sedimentary petrology, 1957, **27**, *2*.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FAUNEI DE BRYOZOARE TORTONIENE DIN „ȚARA CHIOARULUI" (BAZINUL BAIA-MARE)

NOTĂ PRELIMINARĂ

DE

VIRGIL GHIURCA

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, *membru corespondent al Academiei R.P.R. în ședința din 4 iulie 1961*

Prezența formelor de bryozoare în formațiunile mediteranului superior din Bazinul Baia-Mare a fost semnalată încă de K. Hofmann în 1883 (6), de A. Koch în 1900 (11), de S. Jasko în 1941 (10), iar în sudul bazinului de către E. Saulea și A. Bărbulescu (17), fără a se remarca de către nici unul faptul că aceste forme, prin abundența și varietatea pe care o au în aceste formațiuni, alcătuiesc o entitate geologico-paleontologică remarcabilă.

Cercetînd depozitele miocene din „Țara Chioarului", situate în vestul insulei cristaline Preluca, am observat în cuprinsul lor, încă din 1958, prezența unei faune de bryozoare, din care am întocmit o listă de specii neamintite în acest bazin și pe care am comunicat-o la sesiunile științifice ale Universității „Babeș-Bolyai" în anii 1959 și 1960.

Perimetrul cercetat și aflorimentele fosilifere. Teritoriul cercetat, în suprafață de 30 km², este limitat la E—NE de rîul Lăpuș și la S—SE de o linie ce unește localitățile Hovrila, Valea-Chioarului și Văleni, fiind traversat aproape longitudinal de valea Chioarului, principalul rîu din regiune (fig. 1).

În regiune apar peste tot formațiunile mediteranului superior, individualizîndu-se distinct cele tortoniene, care au constituit de

fapt şi obiectul unor cercetări de orizontare facială mai vechi (6), (10), (11) sau mai recente (17).

Depozitele tortoniene monoclinale (10°/270°) sînt alcătuite din trei orizonturi principale, şi anume :

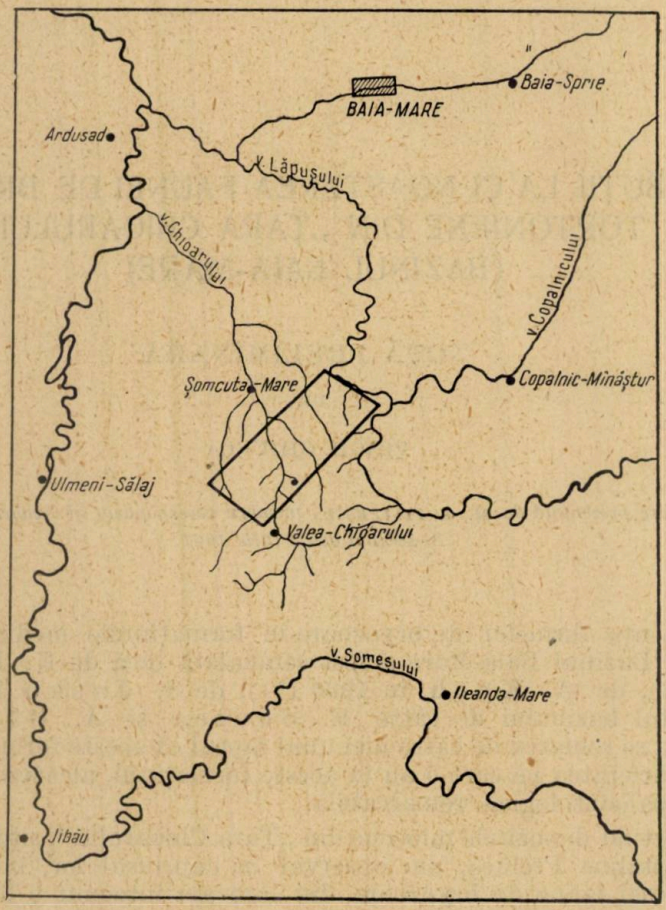


Fig. 1. — Schema localizării perimetrului cercetat.

1) În bază un orizont de tufuri, la partea superioară cu intercalaţii de calcare cu *Lithothamnium* (fig. 2).

2) Orizontul mediu gresos, rareori fosilifer.

3) Orizontul superior alcătuit din calcare compacte sau calcare cu *Lithothamnium*, cu grosimi variabile care reprezintă faciesul de Leitha.

Tortonianul este urmat la partea superioară de depozitele sarmațiene, reprezentate în regiune prin marne argiloase și argile cenușii-vinețiii, cu intercalații de tufuri vulcanice de diferite grosimi și cu foarte rare resturi de macrofosile.

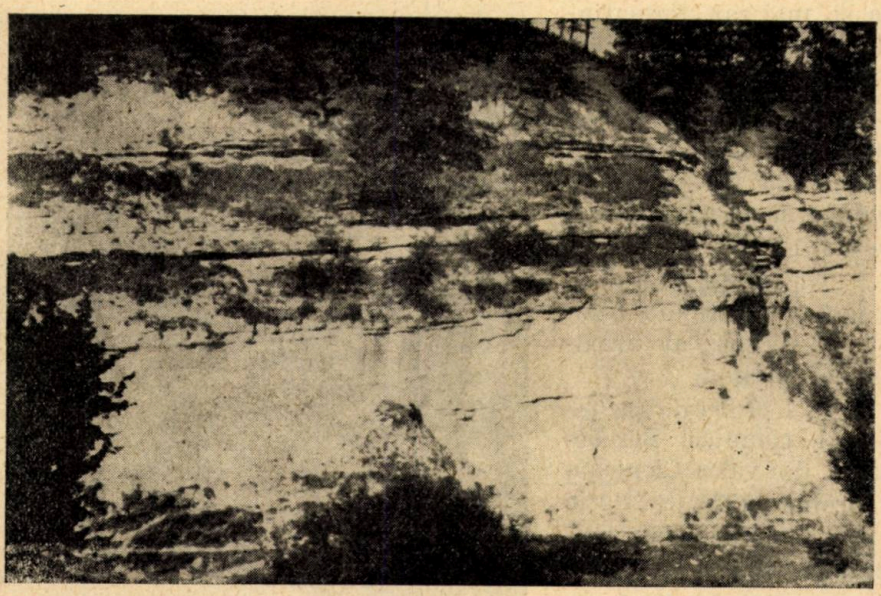


Fig. 2. — Orizont de tufuri cu intercalații de calcare cu lithothamnee. Valea Satului.

Cercetările amănunțite făcute asupra depozitelor tortoniene din regiune au demonstrat că formele de bryozoare se găsesc răspîndite în toate orizonturile, începînd chiar de la partea superioară a orizontului de tufuri, de la nivelul în care apar intercalațiile de calcare cu *Lithothamnium*. Ele se continuă apoi și în orizontul gresos, unde sînt reprezentate prin colonii masive, însă foarte prost păstrate și greu de determinat. Mai frecvente și mai bine conservate sînt în părțile argiloase și dezagregate ale calcarului de Leitha, cu *Lithothamnium*, unde pe alocuri bryozoarele, alături de foraminifere, viermi și lithothamnee, ajung să alcătuiască nivele de calcare sau de marno-calcare, cu o faună foarte variată în genuri și specii.

La recoltarea probelor s-a ținut seama — ca element indicator — de asociația de bryozoare cu următoarele brachiopode : *Megathyris* (*Argiope*) *decollata* Chem., *Mühlfeldtia* (*Megerlea*) *truncata* Chem. și *Terebratula* sp., la care se adaugă apoi lithothamnee, viermi, pectinide și, mai rar, ostreide.

Asociația cuprinde și elemente microfaunistice, reprezentate prin: *Heterostegina costata* d'Orb. și *Amphistegina hauerina* d'Orb.

Printre elementele faciale petrografice caracteristice, amintim complexul calcarelor cu *Lithothamnium*, al calcarelor cu foraminifere, al calcarului compact de Leitha și, mai rar, formațiunile marno-calcaroase și marnoase.

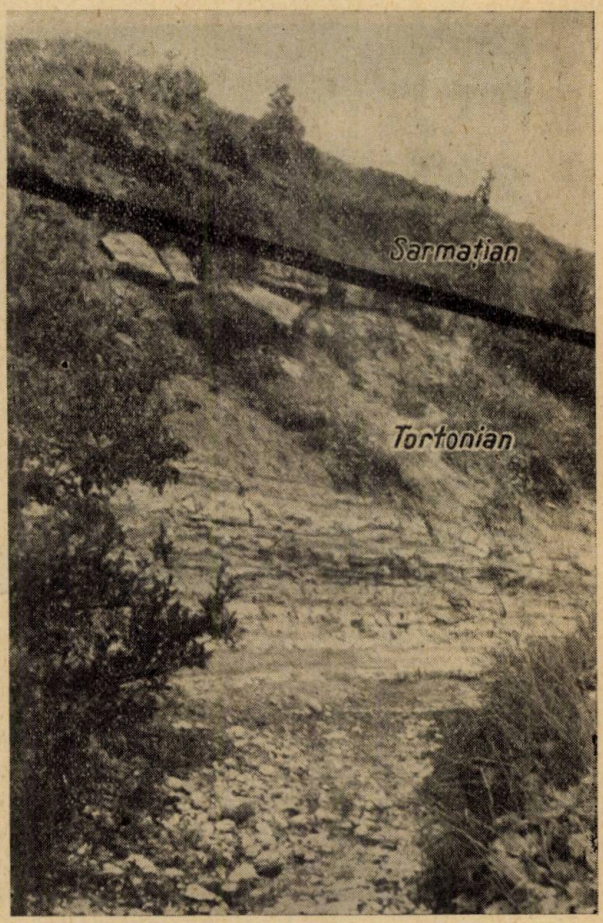


Fig. 3. — Punctul fosilifer nr. 1 și limita tortonian-sarmațiană. Valea Satului.

De pe teritoriul cercetat, am recoltat un număr de 23 de probe de microfaună, fiecare în medie de 1,5 kg.

Topografic, probele au fost recoltate din bazinele de recepție ale următoarelor pîraie:

— 4 probe de pe teritoriul comunei Berchezoaia: din valea Ciorsoaia (2 probe) și Valea Roșie (2 probe), ambele tributare rîului Lăpuș;

— 13 probe din bazinul pîrîului valea Satului, afluent al văii Chioarului, de unde am luat și probe pe verticală pentru a surprinde limita tortonian-sarmațiană (fig. 3);

— 3 probe de pe teritoriul comunei Ciolt, din valea Cioltului, tributară văii Chioarului;

— 2 probe de pe valea Vagăului (1 probă) și Valea Rea (1 probă) din hotarul comunei Văleni, ambele afluente ale văii Chioarului;

— 1 probă de pe valea Curtuiușului, ce se varsă și ea în valea Chicarului.

Distanța dintre punctele cele mai îndepărtate de unde s-au recoltat probe este de 11 km.

Cu excepția a două probe, una din sarmațian (proba nr. 16) și alta din baza tortonianului (proba nr. 18), toate conțin o microfaună în care predomină bryozoarele.

Dintre probele recoltate, cele cu nr. 4 (fig. 4) — 4 A și 4 B — conțin o microfaună de bryozoare variată și bine foarte conservată.

Fig. 4. — Punctul fosilifer nr. 4. Valea Satului.

Separarea formelor de bryozoare și determinarea speciilor s-a făcut pentru toate probele recoltate.

SCOPUL ȘI METODA DE CERCETARE

Pentru a putea reconstitui cît mai fidel componența asociației de organisme, dezvoltate în aceleași condiții de mediu ca și bryozoarele, am determinat și celelalte forme macro- și microfosile aparținînd altor încrengături. Problema aceasta era în general neglijată în cercetările bryopaleontologice din trecut, deși ea permite să se ajungă la concluzii de ordin paleoecologic și stratigrafic mult mai complexe.

Formele de bryozoare, fie singure, fie în asociație cu alte organisme, sînt utilizate în literatura noastră de stratigrafie destul de sporadic, iar

studii paleontologice care să abordeze această problemă sînt destul de puține.

Am considerat ca binevenită aprofundarea acestui studiu, cu largi aplicații în stratigrafie și în cunoșterea teoretică a importanței biologice a acestui grup.

FORMELE DETERMINATE

În această notă prezentăm numai speciile determinate pînă în prezent (tabelul nr. 1), fără a avea pretenția de a fi epuizat complet problema, ci, dimpotrivă, considerăm că în viitor vor fi necesare studii mai detailate sau chiar monografice, care să poată cuprinde marea varietate de genuri și specii de bryozoare din această regiune.

Formele de bryozoare determinate aparțin principalelor ordine ce trăiesc și astăzi, și anume cyclostomatelor, aflate în declin, reprezentînd un stadiu de organizare rămas pe o treaptă inferioară, și cheilostomatelor, aflate în plină dezvoltare, superioare — oarecum — în ceea ce privește modul de organizare, fapt ce se reflectă în componența intimă a asociației de aici.

CÎTEVA CONSIDERAȚII ASUPRA SISTEMATICII FORMELOR DETERMINATE

Cele 102 specii enumerate în tabelul nr. 1 aparțin, din punct de vedere taxonomic, la 2 ordine, 2 subordine, 6 diviziuni, 32 de familii, 65 de genuri, din care cheilostomatelor le revin 2 subordine, 4 diviziuni, 20 de familii, 45 de genuri și 65 de specii, deci 64 %, iar cyclostomatelor le revin 2 diviziuni, 3 subdiviziuni, 12 familii, 20 de genuri și 37 de specii, deci 36 %.

Cifrele prezentate arată clar preponderența numerică a speciilor de cheilostomate asupra cyclostomatelor.

Dintre cheilostomate, familiile cele mai bine reprezentate sînt: *Escharellidae* cu 4 subfamilii, 12 genuri și 17 specii: *Smittinidae* cu 4 genuri și 7 specii.

Dintre genurile cărora le aparțin cel puțin trei specii amintim: *Membranipora* cu 3 specii; *Calpensia* cu 3 specii; *Cellaria* cu 3 specii; *Hippopleurifera* cu 4 specii; *Porella* cu 3 specii; *Retepora* cu 4 specii.

Cyclostomatele au, mai bine reprezentate, următoarele familii: *Tubuliporidae* cu 4 genuri și 8 specii; *Lichenoporidae* cu 1 gen și 8 specii.

Genurile cu mai multe specii sînt: *Crisia* cu 3 specii; *Tubulipora* cu 5 specii; *Lichenopora* cu 8 specii.

În ceea ce privește aparenta preponderență numerică a zoariilor cyclostomatelor, care rezultă din lista de mai sus, ea se datorește, pe de o parte, distrugerii mai ușoare a formelor de cheilostomate, mai fragile, constituite uneori din părți chitinoase-cornoase și, pe de altă parte, păstrării în mai bune condiții a zoariilor calcaroase solide ale cyclostomatelor.

ANALIZA STRATIGRAFICĂ A FAUNEI DE BRYOZOARE

Din datele de literatură existente, reiese că cele 102 specii au următoarea repartiție stratigrafică :

— 13 specii sînt cunoscute încă din eocen ;
— 8 specii sînt cunoscute din oligocen ;
— 17 specii sînt cunoscute din acvitanian ;
— 29 de specii sînt cunoscute din burdigalian ;
— 52 de specii sînt cunoscute din helvețian ;
— 93 de specii sînt cunoscute din tortonian ;
— 21 de specii sînt cunoscute și în sarmațian ;
— 41 de specii sînt cunoscute și în pliocen ;
— 25 de specii sînt cunoscute și în cuaternar ;
— 27 de specii trăiesc în mările actuale.

Următoarele specii ce trăiesc și azi sînt caracterizate, printr-o mare l o n g e v i t a t e, fiind cunoscute încă din eocen :

Amphlibestrum flemingii Jelly.
Tremopora radicifera Hincks.
Onychocella angulosa Reuss
Micropora coriacea Esper.
Schizopodrella unicorns Johnst.
Peristomella coccinea Abildg.
Retepora cellulosa Lam.

Tot din datele enumerate în tabelul nr. 1 reiese că din totalul de 102 de specii, 93 de specii, respectiv 91 %, sînt citate ca prezente și în formațiunile tortoniene, iar dintre acestea o asociație de *42 de specii* (din care 23 de cheilostomate și 19 cyclostomate), *respectiv 41%*, sînt citate pînă în prezent n u m a i î n t o r t o n i a n.

Credem că nu este lipsit de semnificație și de importanță stratigrafică faptul că 41 % din specii sînt tortoniene și că din acestea unele sînt reprezentate — în punctele fosilifere descrise — printr-o abundență numerică a fragmentelor de zoarii.

Din lista amintită pot fi considerate ca bune indicatoare ale formațiunilor tortoniene din Bazinul Baia-Mare, următoarele specii predominante numeric :

Calpensia cucculata Reuss
Adeonella polystomella Reuss
Hippopleurifera megalota Reuss
Mecynoecia proboscina Manzoni
Pleuronea pertusa Reuss
Tervia vibicata Manzoni
Hornera verrucosa Reuss
Lichenopora deformis Reuss
Ceriopora globulus Reuss
Ceriopora cylindrica Reuss

Tabelul

Repartiția stratigrafică și răspîndirea speciilor de bryozoare din bazinul

Nr. crt.	Denumirea speciei	Repartiția stratigrafică a bryozoarelor Bazinului Baia-						
		eocen	oligocen	acvitanian	burdigalian	helveţian	tortonian	sarmatian
1	*Membranipora lacroixii* Aud.	.	.	×	×	×	×	×
2	*Membranipora duvergreiae* Vign.	.	.	.	×	.	.	.
3	*Membranipora ogivalina* Canu et Basl.	.	.	.	.	.	⊗	.
4	*Hincksina loxophora* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
5	*Hincksina flustroides* Hincks	.	.	.	.	×	×	.
6	*Amphlibestrum flemingii* Jelly	×	×	×	×	×	×	×
7	*Ramphonotus monoporus* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
8	*Scrupocellaria elliptica* Rss.	×	.	×	×	.	×	.
9	*Tremopora radicifera* Hincks	×	×	×	×	×	×	×
10	*Onychocella angulosa* Rss.	×	×	×	×	×	×	×
11	*Rosseliana incompta* Rss.	.	.	.	×	.	×	.
12	*Micropora coriacea* Esp.	×	×	.	×	.	×	×
13	*Micropora minuta* Rss.	.	.	.	×	.	×	.
14	*Calpensia cucculata* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
15	*Calpensia gracilis* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
16	*Calpensia calpensis* Manz.	.	.	.	.	×	×	×
17	*Monoporella venusta* Eich.	.	.	.	.	×	×	.
18	*Cellaria farciminoides* Johnst.	.	.	.	×	×	×	.
19	*Cellaria tenuirostris* Busk.	.	×	.	.	×	×	×
20	*Cellaria minuscula* Canu	.	.	.	.	×	.	.
21	*Puellina radiata* Moll.	×	×	×	×	×	×	×
22	*Cribrilina mucronata* Canu	.	.	.	.	×	.	.
23	*Figularia planicostulata* Canu	.	.	.	.	×	.	.
24	*Hippothoa rugulosa* Rss.	.	.	×	×	×	×	×
25	*Adeona heckeli* Rss.	.	.	×	×	×	×	×
26	*Metrarabdotos moniliferum* Milne Edw.	.	.	.	×	×	×	.
27	*Adeonella polystomella* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
28	*Microporella barrandei* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
29	*Calloporina decorata* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
30	*Buffonella incisa* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
31	*Lacerna gibbosa* Canu et Leç.	.	.	.	.	×	.	.
32	*Schizobrachiella goniostoma* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
33	*Schizobrachiella sanguinea* Norm.	.	.	.	.	.	⊗	.
34	*Schizoporella geminipora* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
35	*Schizopodrella unicorns* Johnst.	×	×	×	×	×	×	×
36	*Stephanosella biaperta* Mich.	.	.	.	.	×	.	.
37	*Schizomavalla linearis* Hassal	.	.	.	×	×	×	×
38	*Hippopleurifera grandis* Canu et Leç.	.	.	.	.	×	.	.

nr. 1

Baia-Mare în depozitele tortoniene de la noi şi din ţările vecine

din tortonianul Mare			Frecvenţa formelor în aflorimente	Prezenţa formelor în tortonianul de la noi din ţară							Prezenţa formelor în ţările vecine			Forme noi pentru fauna tortoniană din R.P.R.
pliocen	cuaternar	actual		Lăpugiu	Buituri	Răchişel	Lopadea-Română	Ciceu Hăşmaş	Bazinul Bahna	Subcarpaţii Munteniei	Bazinul Vienei	R.P. Polonă	Pod. Moldov. (U.R.S.S.)	
×	×	×	.	.	.	.	.	.		.	×	×	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
×	×	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
.	.	.	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	—
.	.	.	◉	×	.	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	×	×	○	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
×	×	×	○	×	×	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	.	.	○	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
×	×	×	.	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	◉	×	.	.	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	○	.	×	.	.	.	.	.	×	.	.	—
×	×	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
×	.	.	.	.	×	.	.	.	.	.	×	.	.	—
×	.	.	◉	×	×	.	.	×	.	.	×	×	.	—
×	×	×	●	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
×	.	.	▲	.	×	.	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
×	×	×	.	.	.	.	.	.	.	.	×	×	..	×
×	×	×	.	.	×	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	×	×	○	×	×	×	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	■	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	..	.	×
×	.	×	.	.	×	.	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
.	.	.	.	.	×	×	.	.	.	.	×	.	.	—
.	.	.	○	.	—	—	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	●	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
×	×	×	.	×	.	.	.	.	×	.	×	×	×	—
×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
×	×	×	.	×	.	.	.	.	×	.	×	×	.	—
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×

Nr. crt.	Denumirea speciei	Repartiția stratigrafică a bryozoarelor Bazinului Baia-						
		eocen	oligocen	a.vitanian	burdigalian	helvețian	tortonian	sarmatian
39	*Hippopleurifera megalota* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
40	*Hippopleurifera biauriculata* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
41	*Hippopleurifera elongata* Canu et Leç.	.	.	.	.	×	.	.
42	*Hippodiplosia planiceps* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
43	*Hippodiplosia sulcifera* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
44	*Peristomella coccinea* Abildg.	×	.	×	×	×	×	×
45	*Tubucellaria ceroides* Ellis et Sol.	.	.	.	.	×	×	.
46	*Mucronella varielosa* Johnst.	.	.	×	×	×	×	.
47	*Mucronella crassilabris* Rss.	.	.	.	.	×	⊗	.
48	*Porella cervicornis* Pall.	×	.	.	.	×	×	.
49	*Porella conferta* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
50	*Porella helleri* Manz.	.	.	.	.	.	⊗	.
51	*Umbonula cerathomorpha* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
52	*Palmicellaria ternata* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
53	*Coleopora tubulosa* Canu et Bassl.	.	.	.	.	.	⊗	.
54	*Retepora rubeschii* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
55	*Retepora callulosa* Lam.	×	×	×	×	×	×	×
56	*Retepora elegans* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
57	*Schizoleozoon fungosum* Canu et Leç.	.	.	.	.	×	×	.
58	*Hoaloporella globularis* Bronn.	.	.	.	.	×	⊗	.
59	*Hoaloporella duplicites* Canu et Leç.	.	.	.	.	×	.	.
60	*Schismopora aviculifera* Manz.	.	.	.	.	.	⊗	.
61	*Schismopora coronopus* Wood.	.	.	.	.	.	×	×
62	*Costazzia crassa* Manz.	.	.	.	.	.	⊗	—
63	*Houzeauina schizogaster* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
64	*Myriozoum truncatum* Pallas	.	.	.	.	×	×	×
65	*Mamillopora tuberosa* Canu et Bassl.	.	.	×	×	×	×	—
		10	8	13	20	35	56	16
66	*Crisia hoernesi* Rss.	×	.	×	×	×	×	.
67	*Crisia elongata* L.	.	.	.	.	×	×	.
68	*Crisia eburnea* L.	.	.	.	.	×	×	×
69	*Stomatopora divaricata* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
70	*Proboscina rugulosa* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
71	*Proboscina echinata* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
72	*Berenicea congesta* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
73	*Mecynoecia proboscina* Manz.	.	.	.	.	.	×	.
74	*Plagioecia eudesiana* Manz.	.	.	.	.	.	⊗	.
75	*Desmeplagioecia biseriata* Canu et Bassl.	.	.	.	.	.	⊗	.

Tabelul nr. 1 (continuare)

din tortonianul Mare			Frecvența formelor în afloriment	Prezența formelor în tortonianul de la noi din țară							Prezența formelor în țările vecine			Forme noi pentru fauna tortoniană din R.P.R.
pliocen	cuaternar	actual		Lăpugiu	Buituri	Răchișel	Lopadea-Română	Ciceu Hășmaș	Bazinul Bahna	Subcarpații Munteniei	Bazinul Vienei	R.P. Polonă	Pod. Moldov. (U.R.S.S.)	
.	.	.	■	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	○	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	.	.	×	.	.	.	.	.	.	—	.	—
×	×	×	⊗	×	—	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	.	×	◉	×	×	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	.	.	○	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	—	.	×
×	.	×	■	×	×	.	.	×	×	×	×	×	.	—
.	.	.	▲	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	●	.	.	.	.	.	.	.	×	—	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	—	.	×
.	.	.	.	.	×	.	.	.	.	.	×	.	.	—
.	.	.	.	.	.	—	.	.	.	.	×	.	.	×
×	.	.	▲	.	.	.	.	×	.	.	×	×	.	—
×	×	×	■	×	×	×	×	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	—	×	.	×
.	.	.	.	×	×	×	.	.	×	.	×	×	.	—
.	.	.	●	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×
.	.	.	.	.	×	.	.	.	.	.	×	.	.	—
×	×	×	.	.	.	.	.	×	.	.	×	×	.	—
—	—	—	.	×	×	×	.	—	.	.	×	—	.	—
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
×	×	×	■	×	×	.	.	.	.	.	×	.	.	—
—	.	.	○	.	—	.	.	.	.	.	.	.	.	×
26	16	20		14	19	5	1	4	4	1	49	31	1	39
×	×	.	◉	×	×	.	.	.	.	×	×	×	.	—
×	.	.	▲	.	×	×	.	.	.	.	×	.	.	—
×	×	×	▲	×	×	×	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	○	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	●	.	.	.	.	.	.	.	×	.	×	×
.	.	.	■	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	●	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	○	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×

Nr. crt.	Denumirea speciei	Repartiția stratigrafică a bryozoarelor Bazinului Baia-						
		eocen	oligocen	acvitanian	burdigalian	helvețian	tortonian	sarmatian
76	*Diaperoecia rugulosa* Manz.	.	.	.	.	.	⊗	.
77	*Ybselosoecia typica* Manz.	×	.	.	×	×	×	.
78	*Diplosolen obelium* Johnst.	.	.	.	×	×	×	×
79	*Tubulipora flabellaris* Fabricius	.	.	.	.	×	×	×
80	*Tubulipora partschii* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
81	*Tubulipora pluma* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
82	*Tubulipora phalangea* Couch.	.	.	.	×	.	×	.
83	*Tubulipora dimidiata* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
84	*Idmidronea atlantica* Manz.	.	.	.	.	×	×	.
85	*Pleuronea pertusa* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
86	*Idmonea atlantica* Johnst.	.	.	×	×	×	×	×
87	*Tervia vibicata* Manz.	.	.	.	.	.	×	.
88	*Tervia irregularis* Meneg.	.	.	×	×	×	×	×
89	*Hornera striata* Miln. Edw.	.	.	.	×	×	×	.
90	*Hornera verrucosa* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
91	*Oncousoecia varians* Rss.	×	.	×	×	×	×	.
92	*Lichenopora echinulata* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
93	*Lichenopora deformis* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
94	*Lichenopora stelliformis* Rss.	.	.	.	.	×	×	.
95	*Lichenopora coronula* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
96	*Lichenopora mediteranea* Blainv.	.	.	.	×	×	×	.
97	*Lichenopora stellata* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
98	*Lichenopora socialis* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
99	*Lichenopora? insignis* Manz.	.	.	.	.	.	⊗	.
100	*Polyascosoecia cancellata* Rss.	.	.	.	.	.	⊗	.
101	*Ceriopora globulus* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
102	*Ceriopora cylindrica* Rss.	.	.	.	.	.	×	.
	Cyclostomate	3	—	4	9	17	37	5
	Cheilostomate	10	8	13	20	35	56	16
	TOTAL	13	8	17	29	52	93	21

Legenda frecvenței bryozoarelor în aflorimente

. de la 1 la 5 fragmente de zoarii și zoarii

O de la 5 la 10 fragmente de zoarii și zoarii

Tabelul nr. 1 (continuare)

din tortonianul Mare				Prezența formelor în tortonianul de la noi din țară							Prezența formelor în țările vecine			
pliocen	cuaternar	actual	Frecvența formelor în aflorimente	Lăpugiu	Bulituri	Răch işel	Lopadea-Română	Ciceu Hăşmaş	Bazinul Bahna	Subcarpații Munteniei	Bazinul Vienei	R.P. Polonă	Pod. Moldov. (U.R.S.S.)	Forme noi pentru fauna tortoniană din R.P.R.
.	.	.	▲	×	—	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	.	.	▲	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
×	×	×	●	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
×	×	×	▲	×	×	.	.	×	.	.	×	.	.	—
.	.	.	▲	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
×	.	.	.	×	—	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	.	.	■	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	×
×	×	.	●	×	×	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	×	×	◉	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	■	.	×	.	.	.	.	.	×	×	.	—
×	×	×	▲	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	×
.	.	.	■	×	.	.	.	.	.	.	×	.	.	—
×	×	×	○	×	.	.	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.		▲	×	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	■	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
×	.	.	.	.	×	.	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	○	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	◉	×	.	.	.	.	.	.	×	—	.	—
×	—	—	▲	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	○	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
×	×	×	●	.	.	×	×	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	▲	×	.	×	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	▲		.	.	.	.	.	.	×	.	.	×
.	.	.	▲	.	.	.	.	.	.	.	×	×	.	×
.	.	.	◉	×	.	.	.	.	.	.	×	×	.	—
.	.	.	■	—	—	—	—	—	—		×	.	.	×
15	9	7		12	7	4	1	1	—	1	35	21	1	21
26	16	20		14	19	5	1	4	4	1	49	31	1	39
41	25	27		26	26	9	2	5	4	2	84	52	2	60

● de la 10 la 20 fragmente de zoarii și zoarii
▲ de la 20 la 40 fragmente de zoarii și zoarii
■ de la 40 la 100 fragmente de zoarii și zoarii
◉ peste 100 zoarii și fragmente de zoarii.

Dat fiind lipsa în general a macrofosilelor în formațiunile din acest bazin, considerăm că bryozoarele, alături de foraminifere, capătă în acest caz o importanță stratigrafică regională ce nu poate fi neglijată.

Rămîne ca o problemă deschisă și de viitor suborizontarea formațiunilor tortoniene de aici, pe baza asociației microfaunistice întîlnite, cu scopul de a se aduce unele precizări sau date noi și în legătură cu fazele de erupție din acest bazin.

AFINITĂȚILE FAUNEI DE BRYOZOARE TORTONIENE DIN BAZINUL BAIA-MARE CU BRYOZOARELE DIN CELELALTE REGIUNI ALE ȚĂRII

Deși cercetările asupra faunelor de bryozoare miocene de la noi din țară sînt destul de restrînse, deoarece au fost studiate numai tangențial, totuși făcînd o comparație cu datele existente în literatură se constată următoarele :

Comparînd fauna studiată de noi cu aceea citată din tortonianul de la Lăpugiu — Buituri, constatăm că 39 de specii sînt comune pentru ambele regiuni. În această comparație trebuie să ținem seama de faptul că fauna din Bazinul Baia-Mare este tipică pentru un facies recifal, pe cînd cea de la Lăpugiu — Buituri, reprezintă un facies mai de adîncime, fapt indicat de rocile argiloase în care este cuprinsă fauna și de formele numeroase aparținînd genului *Cupularia*, ce trăiesc la adîncimi mai mari și care lipsesc complet în Bazinul Baia-Mare.

O parte din formele determinate de noi se regăsesc ca specii comune în faunele de bryozoare tortoniene, citate de A. K o c h, după cum urmează :

la Lăpugiu : 26 de forme comune :
la Buituri : 26 de forme comune ;
la Răchișel : 9 forme comune ;
la Lopadea-Romînă : 2 forme comune ;
la Ciceu-Hășmaș : 5 forme comune.

Semnalăm de asemenea existența a 4 forme comune în tortonianul din Bazinul Bahna și 2 în tortonianul din Subcarpații Munteniei.

Comparînd fauna noastră de bryozoare cu aceea descrisă anterior din alte regiuni ale țării, reiese că au fost determinate 60 de specii (din cele 102) ce reprezintă forme noi pentru fauna de bryozoare tortoniene de la noi din țară.Pentru fauna tortoniană a Bazinului Baia-Mare, toate formele (102 specii și 64 de genuri) — cu excepția genului *Crisia* (17) — sînt de asemenea noi, neamintite pînă în prezent.

Numărul mare de specii — determinate pînă acum din aflorimentele tortoniene fosilifere din Bazinul Baia-Mare — depășește cu mult pe acele citate de la Lăpugiu — Buituri și, ca urmare, regiunea „Țara Chioarului" se situează în această privință *pe primul loc din țară.*

LEGĂTURILE FAUNEI DE BRYOZOARE CU FAUNELE DIN ȚĂRILE VECINE

Comparînd fauna din „Țara Chioarului" cu aceea studiată în țările vecine, constatăm că cea mai mare *afinitate* litologică și microfaunistică o are cu tortonianul bazinului vienez și în special cu cel din jurul localității Eisenstadt, punct clasic pentru abundența bryozoarelor, cu care are 84 de specii comune (respectiv 82%). În această regiune este citat un orizont superior calcaros-marnos, caracterizat prin prezența din abundență, alături de bryozoare, și a formei de *Amphistegina hauerina* d'Orb., de unde și numele de „orizontul cu *Amphistegina hauerina*", și un altul cu *Terebratula grandis*.

Aceleași formațiuni bogate în forme de *Amphistegina hauerina* d'Orb. și *Terebratula* sp. (*grandis*?) sînt prezente și în Bazinul Baia-Mare.

De altfel această afinitate paleontologică și litologică este oarecum naturală dacă ne gîndim că ambele regiuni erau golfuri ale aceluiași bazin marin și că ambele erau sub influența acelorași condiții climatice, fiind situate aproape pe aceeași latitudine (Baia-Mare 47°5′ și Eisenstadt 47°,7′ latitudine nordică).

Regiunea Chioarului are de asemenea afinități cu tortonianul din R. P. Polonă, însă în mai mică măsură, prezentînd 52 de forme comune. Și aici, ca și în regiunea Lăpugiu—Buituri, formele descrise provin dintr-un facies argilos mai de adîncime[1]).

Cu tortonianul inferior din R. P. Polonă, citat în literatură[2]) sub numele de „nisipurile cu *Heterostegina costata* d'Orb." (cu care are numai 36 de forme comune), afinitatea paleontologică a faunei din „Țara Chioarului" este confirmată de prezența în număr mare a formelor: *Heterostegina costata* d'Orb. și *Amphistegina hauerina* d'Orb.

Cu sarmațianul din U.R.S.S. (Podișul Moldovenesc) avem abia 2 forme comune, deși faciesurile litologice sînt aproape identice.

ALTE ORGANISME FOSILE DEZVOLTATE ALĂTURI DE BRYOZOARE

Alături de bryozoare, care în unele regiuni au ocupat aproape întreg biotopul, se găsesc totuși o serie de micro- și macrofosile, pe care le-am determinat numai parțial.

F o r a m i n i f e r e l e, dintre care semnalăm prezența formei *Amphistegina hauerina* d'Orb., care în multe din punctele studiate se găsește împreună cu bryozoarele, aduc — alături de acestea — o importantă contribuție la formarea unor calcare.

[1]) J. M a l e c k i, *Przyczynek do znajomości Mszywiołów Miocеńskich z Benczyna*, Osbne odbicie z XIX Rocznika Polskiego Towarzystwa Geologi znego z Roku, 1950.

[2]) J. M a l e c k i, *Mszywioły Tortonske z Gliwic Starych*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 1958, t. XXVIII, fasc. 2. *Mszywioły Piasków Heterosteginowych na Obszarze Krakowsko — Miechowskim*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 1951, t. XXI, fasc. 2.

Din cele 52 de specii de foraminifere, prezentate în tabelul nr. 2, 41 constituie forme noi pentru formațiunile tortoniene de aici, iar 99% din ele sînt comune cu cele ale Bazinului Vienei.

Amintim ca foarte frecvente în punctele fosilifere cercetate, alături de *Amphistegina hauerina* d'Orb., speciile : *Heterostegina costata* d'Orb., *Candorbulina universa* Jedlit., *Rotalia boueana* d'Orb., *R. partschiana* d'Orb.

Formele de *Amphistegina hauerina* d'Orb. și *Heterostegina costata* d'Orb. sînt citate ca prezente atît în tortonianul bazinului vienez cît și în cel din R. P. Polonă, alături de bryozoare (tabelul nr. 2).

În general macrofosilele, cu excepția cîtorva specii, sînt rare și, unele dintre ele, apar sub formă de mulaje (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 2

Specii de foraminifere determinate din asociația de bryozoare

Nr. crt.	Denumirea speciei	Prezența formelor în tortonianul din Transilvania							Prez. formelor în țările vecine		
		Bazinul Baia-Mare Saulea-Bărbulescu (1957)	Bazinul Baia-Mare Iorgulescu (1951)	Buituri	Costei	Lăpugiu	specii noi pentru tortonianul Bazinului Baia-Mare	Frecvența speciilor în afloriment	Bazinul Vienei	R. P. Polonă	R. P. Ungară
1	*Textularia aglutinans* d'Orb.	×	.	×	.	.	—	■	×	.	×
2	*Textularia deperdita* d'Orb.	.	.	.	.	—	×	■	×	.	.
3	*Textularia mariae* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	▲	×	.	—
4	*Textularia carinata* d'Orb.	.	.	×	×	×	×	■	×	.	×
5	*Verneulina tricarinata* d'Orb.	.	.	.	.	—	×	▲	×	.	.
6	*Quinqueloculina pauperata* d'Orb.	.	.	.	.	×	×	.	×	.	.
7	*Miliolina inflata* d'Orb.	×	.	×	.	.	—	▲	×	.	×
8	*Miliolina gibba* d'Orb.	.	.	×	×	×	×	●	×	.	×
9	*Miliolina trigonula* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
10	*Miliolina inornata* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	●	×	—	.
11	*Miliolina tricarinata* d'Orb.	×	.	×	×	×	—	▲	×	.	×
12	*Miliolina clypeata* d'Orb.	.	.	×	.	×	×	○	×	.	.
13	*Miliolina simplex* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	○	×	.	.
14	*Miliolina oculina* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
15	*Miliolina schapha* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
16	*Spiroloculina excavata* d'Orb.	.	.	.	×	×	×	.	×	.	.
17	*Spiroloculina tenuis* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	×
18	*Dentalina bifurcata* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
19	*Dentalina semicostata* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
20	*Dentalina verneuilli* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
21	*Dentalina adolphina* d'Orb.	.	.	×	.	×	×	●	×	.	.
22	*Dentalina elegans* d'Orb.	.	.	×	.	×	×	○	×	.	.

Tabelul nr. 2 (continuare)

Nr. crt.	Denumirea speciei	Prezenţa formelor în tortonianul din Transilvania						Frecvenţa speciilor în aflorimente	Prez. formelor în ţările vecine		
		Bazinul Baia-Mare Saulea-Bârbulescu (1957)	Bazinul Baia-Mare Iorgulescu (1951)	Buituri	Costei	Lăpugiu	specii noi pentru tortonianul Bazinului Baia-Mare		Bazinul Vienei	R. P. Polonă	R. P. Ungară
23	*Nodosaria mariae* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
24	*Nodosaria baccillum* d'Orb.	.	.	×	.	.	×	.	×	.	.
25	*Lagena haidingeri* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
26	*Guttulina problema* d'Orb.	.	.	×	×	×	×	▲	×	.	×
27	*Guttulina austriaca* d'Orb.	×	.	×	.	×	—	●	×	.	.
28	*Globulina gibba* d'Orb.	×	×	×	×	×	—	.	×	.	×
29	*Polymorphina digitalis* d'Orb.	.	.	.	.	×	×	●	×	.	.
30	*Polymorphina spinosa* d'Orb.	.	.	.	×	×	×	.	×	.	×
31	*Glandulina laevigata* d'Orb.	.	×	×	×	×	—	▲	×	.	×
32	*Nonion elongatum* d'Orb.	×	.	.	.	.	—	▲	×	.	.
33	*Nonionina soldanii* d'Orb.	.	.	×	.	.	×	■	×	.	.
34	*Sphaeroidina bulloides* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	●	×	.	.
35	*Heterostegina costata* d'Orb.	.	.	×	×	×	×	◉	×	×	×
36	*Elphidium crispum* Lam.	×	×	×	×	×	—	▲	×	.	×
37	*Elphidium macellum* Fich. et Mol.	.	.	×	×	×	×	▲	×	.	×
38	*Bulimina elongata* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	◕	×	.	.
39	*Virgulina schreibersiana* Czj.	.	.	.	×	×	×	.	×	.	×
40	*Uvigerina pygmaea* d'Orb.	.	.	×	×	×	×	◉	×	.	×
41	*Uvigerina asperula* Czj.	.	×	.	.	×	—	.	×	.	.
42	*Discorbis obtusa* d'Orb.	.	.	×	.	×	×	.	×	.	.
43	*Rotalia soldanii* d'Orb.	.	.	.	.	×	×	.	×	.	×
44	*Rotalia boueana* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	◉	×	.	.
45	*Rotalia partschiana* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	◉	×	.	.
46	*Asterigina planorbis* d'Orb.	×	×	×	×	×	—	○	×	.	×
47	*Amphistegina hauerina* d'Orb.	—	—	×	×	×	×	◉	×	×	×
48	*Globigerina triloba* Rss.	.	.	×	.	×	×	■	.	.	.
49	*Candorbulina universa* Jelly	.	×	×	×	×	—	◉	×	.	×
50	*Planorbulina mediteranensis* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
51	*Clavulina communis* d'Orb.	.	.	.	.	.	×	.	×	.	.
52	*Cibicides lobatulus* Walk et Jakob.	.	.	.	.	×	×	○	×	.	.
		8	6	23	17	27	41		51	2	19

Legenda frecvenţei foraminiferelor în aflorimente

- . de la 0 la 5 indivizi
- ○ de la 5 la 10 indivizi
- ● de la 10 la 20 indivizi
- ▲ de la 20 la 40 indivizi
- ■ de la 40 la 100 indivizi
- ◉ peste 100 indivizi

Tabelul nr. 3

Formele macrofosile determinate din asociaţia de bryozoare

Nr. crt.	Denumirea formelor	Forme noi pentru Bazinul Baia-Mare	Frecvenţa formelor în culcuş
	Lamellibranhiate :		
1	*Pecten latissimus* Brocc.	—	.
2	*Pecten leytajanus* Partsch.	—	.
3	*Pecten elegans* Andrz.	×	○
4	*Pecten* sp.	—	.
5	*Cardita elongata* Bron.	×	.
6	*Cardita* sp.	×	.
7	*Venericardia (Cardiocardita) partschii* Hörn.	×	.
8	*Arca clathrata* Hörn.	×	.
9	*Chione multilamella* Lam.	—	■
10	*Spondylus crassicostata* Hörn.	—	.
11	*Lithodomus avetensis* Hörn.	×	○
12	*Modiola bifrons* Rss.	×	.
	Gasteropode :		
13	*Oxystele orientalis* Cos. et Peyr.	—	■
14	*Solarium milegranum* Lam.	×	.
15	*Tornatina truncatula* Brug.	×	.
16	*Cheliconus* sp.	×	.
17	*Rissoa mariae* d'Orb.	×	▲
18	*Setia laevigata* Eichw.	×	.
	Brachiopode :		
19	*Meghatyris decollata* Chem.	—	◉
20	*Mühlfeldtia truncata* Chem.	—	◉
21	*Terebratula* sp.	—	■
	Echinoderme (2 specii)	×	■
	Viermii	×	◉
	Arthropode	■	
	Ostracode	×	■
	Decapode	—	◉
	Spongieri (spiculi)	×	.
	Vertebrate (dinţi de peşte)	×	.
	Plante		
	Lithothamnium sp.	—	◉

Legenda frecvenţei macrofosilelor în aflorimente

- ● de la 0 la 5 indivizi
- ○ de la 5 la 10 indivizi
- ◍ de la 10 la 20 indivizi
- ▲ de la 20 la 40 indivizi
- ■ de la 40 la 100 indivizi
- ◉ peste 100 indivizi

Lamellibranhiatele sînt reprezentate în aceste asociații, pînă în prezent, prin 12 forme, dintre care mai frecvente sînt pectinidele și specia de *Venus* (*Chione*) *multilamella* Lam.

Gasteropodele deși sînt destul de rare, la fel ca în Bazinul Beiușului, și în tortonianul din R. P. Polonă, totuși se întîlnesc mulaje de : *Oxystele orientalis* Cosm. et Peyr., *Solarium millegranum* Lam., *Tornatina truncatula* Brug.

Brachiopodele, în schimb, deși reprezentate numai prin trei genuri, sînt întotdeauna numeroase și bine conservate.

Deși aceste forme, cu excepția genului *Terebratula*, au o talie mică, prin frecvența lor mare în depozitele amintite, sînt ușor observabile. Am recoltat astfel numeroase exemplare de : *Meghatyris* (*Argiope*) *decollata* Chem., *Mühlfeldtia* (*Megerlea*) *truncata* Chem., *Terebratula* sp. (*grandis*?).

Întrucît le-am găsit întotdeauna numai alături de bryozoare, le considerăm ca elemente macrofaunistice caracteristice asociației cu bryozoare.

Mühlfelditia truncata Chem. arată întotdeauna un facies mai de adîncime decît cel indicat de *Meghatyris decollatta* Chem. și *Terebratula* sp.

Echinodermele sînt reprezentate prin două specii pitice, destul de frecvente, și pe care de asemenea le considerăm ca elemente indicatoare.

Viermii sînt întotdeauna prezenți prin forme variate.

Arthropodele sînt reprezentate prin cîteva specii de ostracode și de decapode.

Spongierii sînt indicați prin prezența rarilor spiculi găsiți.

Vertebratele sînt reprezentate prin cîțiva dințișori de pești.

Plantele sînt reprezentate numai prin genul *Lithothamnium*, care a găsit aici un mediu prielnic dezvoltării, formînd bancuri de 30 cm — 20 m grosime.

O bună parte din formele enumerate în tabelul nr. 3 constituie elemente noi pentru fauna fosilă din această regiune.

Comparînd această macrofaună cu aceea a regiunilor clasice tortoniene de la noi din țară, ajungem la concluzia că pînă în prezent ea este relativ săracă în forme.

CÎTEVA CONSIDERAȚII PALEOECOLOGICE ȘI PALEOGEOGRAFICE

Luînd în considerare adîncimea actuală a mediului în care se dezvoltă unele specii de bryozoare ce trăiesc și azi, ca :

Onychocella angulosa Rss., între 40 și 80 m;
Micropora coriacea Esp., la 70 m;
Porella cervicornis Pall., între 25 și 80 m;
Calloporina decorata Rss., la 55 m;
Membranipora lacroixii Aud. specie de coastă,

putem conchide că adîncimea medie a bazinului care se dezvoltase oscila în jur de 60 m, putînd ajunge în unele cazuri chiar la 10 m (în apropiere de coastă) sau la 120 m (spre largul golfului).

Aceste consideraţii ne duc la concluzia că adîncimea de depunere a depozitelor tortoniene din bordura Bazinului Baia-Mare varia între 0 şi 200 m.

Substratul de dezvoltare în general era solid, fapt indicat de prezenţa numeroaselor forme de *Lichenoporidae*, specii încrustante, care cer un suport de fixare solid. În regiunile în care ele lipsesc, substratul era alcătuit din material friabil nisipos.

Salinitatea mării era normală, asemănătoare celei actuale din Bazinul Mediteranei, fapt indicat de unele specii de bryozoare care trăiesc şi astăzi în aceste condiţii, precum şi de genurile *Pecten*, *Cardita*, *Arca*, *Conus* găsite în asociaţie.

Abundenţa speciilor de bryozoare ne arată că apa mării era bine aerisită, lipsită de gaze nocive şi relativ agitată.

Temperatura apei era ridicată, fapt indicat de predominanţa speciilor care trăiesc şi azi în climate tropicale şi subtropicale, ca şi a speciilor de macrofosile ca *Venus*, *Pecten*, *Cardita*.

Predominanţa în asociaţie a formelor care trăiesc şi azi în zonele tropicală şi subtropicală şi mai puţin a unor specii ecuatoriale şi temperate ne duc la concluzia că în regiunea Chioarului era un climat subtropical asemănător celui actual din jurul paralelei de 30°. Acestor condiţii le sînt caracteristice speciile :

Idmidronea atlantica Manz.
Micropora coriacea Esp.
Peristomella coccinea Abildg.
Calloporina decorata Rss.
Membranipora lacroixii Aud.
Calpensia calpensis Manz.
Tervia irregularis Meneg.
Porella cervicornis Pall.

În componenţa asociaţiei semnalăm specia cosmopolită *Stephanosella biaperta* Michelin, care trăieşte din Groelanda la ecuator, şi a speciilor ecuatoriale, ca, de exemplu : *Tubucellaria ceroides* Ellis et Solander, *Metrarabdotos moniliferum* Milne Edw.

Dintre speciile din zona temperată care însă coboară şi azi pînă la 35—40° latitudine nordică, amintim : *Amphlibestrum flemingii* Jelly., *Schizomavella linearis* Hassal., *Diplosolen obelium* Johnst., *Tubulipora flabellaris* Fabricius.

La sfîrşitul tortonianului, o dată cu îndulcirea generală a bazinului panonic, se schimbă salinitatea şi în regiunea noastră, şi, nemaigăsind un mediu favorabil, bryozoarele dispar brusc, nereuşind să se adapteze nici o formă la noile condiţii impuse de mediul salmastru.

CONCLUZII

Datele prezentate indică — în formațiunile tortoniene din Bazinul Baia-Mare, regiunea Chioarului — existența unei bogate faune de bryozoare, din care s-au determinat pînă în prezent 102 specii, forme noi pentru acest bazin, 60 dintre ele fiind și specii noi pentru fauna de bryozoare tortoniene din R.P.R.

Din observațiile făcute pe baza faunei determinate, rezultă că studiul acestor bryozoare prezintă un mare interes atît din punct de vedere paleontologic cît și stratigrafic.

Ansamblul faunistic determinat aparține în cea mai mare parte ordinului *Cheilostomata*, căruia îi revin 65 de specii (64%) și ordinului *Cyclostomata*, cu 37 de specii (36%), reieșind clar preponderența în aflorimente a primului.

Comparînd fauna aceasta cu aceea citată în tortonianul bazinului vienez (Eisenstadt), reiese clar afinitatea pe care o are, prin cele 84 de specii comune (82%), precum și prin asemănarea sa facială, cu „orizontul cu *Amphistegina hauerina*", citat aici. Acest orizont a fost semnalat ca prezent și în tortonianul inferior polonez, ce conține alături de bryozoare de asemenea și cele două forme de foraminifere amintite, precum și brachiopode.

Dintre formele fosile semnalate alături de bryozoare, care prin talia lor sînt mai ușor vizibile pe teren, considerăm ca elemente indicatoare formele de brachiopode: *Mühlfedtia* (*Megerlea*) *truncata* Chem., care caracterizează o asociație de bryozoare, dezvoltată într-un facies mai adînc decît 60—120 m, apoi *Meghatyris* (*Argiope*) *decollata* Chem. și *Terebratula* sp. (*grandis*?), care indică o asociație formată într-un mediu mai puțin adînc (între 10 și 60 m).

Tot ca elemente indicatoare ale prezenței faunelor de bryozoare considerăm: viermii, decapodele, pectinidele și lithothamneele.

Un interes egal îl prezintă bryozoarele și pentru stratigrafie, mai ales că în această regiune macrofosilele sînt rare. Importanța stratigrafică a faunei de aici rezidă în faptul că 42 de specii (41%), din 102 determinate, sînt forme semnalate numai din tortonian, iar dintre acestea, 10 specii predomină din punct de vedere numeric.

Stabilirea limitei dintre tortonian și sarmațian în această regiune se poate face destul de ușor, ținînd seama tocmai de faptul că bryozoarele lipsesc complet în depozitele sarmațiene salmastre, fapt confirmat și de abundența formei de *Cibicides lobaltulus* Walk. et Jakob.

Diferitele forme de bryozoare din asociația noastră, avînd și reprezentanți actuali, ne indică condițiile bionomice ale mării tortoniene: o salinitate normală, apă bine aerisită, lipsită de gaze nocive, caldă, cu adîncimi pînă la 120 m, supusă influenței unui climat subtropical.

Din datele enumerate reiese că în biotopul bryozoarelor, se dezvoltă o asociație de macro- și microfaună relativ constantă cu: brachiopode, viermi, pectinide, lithothamnee și foraminifere, ca *Amphistegina hauerina* d'Orb. și *Heterostegina costata* d'Orb., la fel ca și în tortonianul vienez de la Eisenstadt, și de asemenea ca și în formațiunile tortoniene inferioare de la Cracovia și Miechów, din R. P. Polonă.

К ИЗУЧЕНИЮ ТОРТОНСКОЙ МШАНКОВОЙ ФАУНЫ В РАЙОНЕ „ЦАРА КИОАРУЛУЙ" (БАССЕЙН БАЯ-МАРЕ)

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ

РЕЗЮМЕ

На основании полевых наблюдений автор приходит к заключению, что в исследованном районе мшанкам всегда сопутствуют определенные палеонтологические элементы и литофации относительно постоянного характера, которые рассматриваются автором как руководящие признаки для выявления богатых мшанками горизонтов. Среди палеонтологических элементов, указывающих на присутствие мшанок, даются следующие формы: Brachiopodae, Meghatyris (Argiope) decollata Chemn., Mühlfeldtia truncata Chemn., Terebratula sp. (grandis?), затем Lithothamnium, черви Pecten Ostrea. Среди фораминифер, в силу их удивительно широкого развития, можно рассматривать как руководящие элементы следующие формы: Amphistegina hauerina d'Orb. и Heterostegina costata d'Orb. Среди литофациальных элементов указываются как руководящие: литотамниевые известняки, фораминиферы, черви и реже известково-мергелистые формации.

Сопоставляя определенную им фауну с фауной, исследованной в других районах, автор подчеркивает большое сходство с тортоном Венского бассейна, для которого насчитывает 84 общих вида (82%); это сходство подтверждается присутствием в исследованном районе горизонта с Amphistegina hauerina d'Orb. и Terebratula grandis, который является аналогом горизонта, развитого в Айзенштадте. При сопоставлении с тремя, упоминаемыми в литературе районами Польши, автор устанавливает наличие 52-х общих форм; кроме этого, в районе Мьехова и Виелка Висс, около Кракова известно присутствие горизонта, известного под названием „Пески с Heterostegina costate d'Orb. Amphistegina hauerina d'Orb.

Сопоставляя вышеприведенные данные с данными прилегающих районов, выводим, что биотоп мшанок развивается в ассоциации с сравнительно выдержанной макро- и микрофауной, представленной известными формами фораминифер, брахиопод, червей и литотамний.

На основании исследованных видов автор приходит к заключению, что соответствующая фауна проживала в условиях с нормальной соленостью воды на глубине от 10 до 120 м, в условиях субтропикального климата.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта исследованного участка.

Рис. 2. — Туфовый горизонт с прослойками литотамниевых известняков. Долина Сатулуй.

Рис. 3. — Фаунистическая точка № 1 и граница тортон-сармат. Долина Сатулуй.

Рис. 4. — Фаунистическая точка № 4. Долина Сатулуй.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA FAUNE DE BRYOZOAIRES TORTONIENS DE LA «ȚARA CHIOARULUI» (BASSIN DE BAIA-MARE)

NOTE PRÉLIMINAIRE

RÉSUMÉ

Les observations faites sur les lieux par l'auteur montrent que les faunes de Bryozoaires s'accompagnent toujours, dans cette région, de certains éléments paléontologiques et de lithofacies, relativement *constants*, qu'il considère comme de bons *éléments, indiquant et signalant la présence des horizons riches en Bryozoaires*. En tant qu'éléments paléontologiques révélateurs de la présence des Bryozoaires, il énumère les formes suivantes : *Meghatyris* (*Argiope*) *decolata* Chemn., *Mühlfeldtia* (*Megerlea*) *truncata* Chemn., *Terebratula* sp. (*grandis* ?), parmi les Brachyopodes, et des Lithothamnionées, les Vers, les Pectinidés, les Ostréidés. Parmi les Foraminifères, les formes *Amphistegina hauerina* d'Orb. et *Heterostegina costata* d'Orb. peuvent devenir des éléments *indicateurs* par suite de leur abondance prodigieuse. Comme éléments *indicateurs* du lithofacies, l'auteur mentionne les calcaires à *Lithothamnium*, les Foraminifères, les Vers et, moins souvent, les formations marno-calcaires.

La comparaison de la faune étudiée, avec celle des régions voisines, a permis de constater que la première offre les affinités les plus marquées avec le Tortonien du bassin viennois, avec lequel elle a 84 espèces communes (82 %). Cette affinité est corroborée, en sus, par la présence dans les régions étudiées de l'« horizon à *Amphistegina hauerina* d'Orb. et *Terebratula grandis* », tout comme à Eisenstadt. Avec les trois régions du Tortonien polonais mentionnées dans la littérature, elle a également 52 formes communes ; en effet, dans les régions polonaises de Miechow et de Wielka Wies, près de Cracovie, apparaît l'horizon dit des « sables à *Heterostegina costata* d'Orb.» (et à *Amphistegina hauerina* d'Orb).

De la comparaison de ces données avec celles fournies par les régions voisines, il ressort que, dans le biotype d'habitat des Bryozoaires, se développe une association de macro- et de microfaune relativement *constante*, comprenant certaines formes de Foraminifères, de Brachyopodes, de Vers et de Lithotamnionées.

L'analyse de ces espèces permet de tirer la conclusion que la profondeur du milieu où elles se sont développées — qui était d'une salinité normale — variait, dans cette région, entre 10 et 120 m et que le climat y était subtropical.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Localisation du périmètre étudié (schéma).
Fig. 2. — Horizon de tufs à intercalations calcaires à Lithothamnionées. Valea Satului.
Fig. 3. — Point fossilifère nº 1 et limite Tortonien-Sarmatien. Valea Satului.
Fig. 4. — Point fossilifère nº 4. Valea Satului.

BIBLIOGRAFIE

1. BASSLER R. A., *Fossilum Catalogus. Bryozoa*, pars 67, 1935.
2. CANU F. et BASSLER R. A., *Contributions à l'étude des Bryozoaires d'Autriche et de Hongrie*, Bull. Soc. Géol. de France, 1924, **XXIV**.
3. — *North American early tertiary Bryozoa*, Smithsonian Inst. National Museum. Bull. 106, 1920.
4. — *North American later tertiary and quaternary Bryozoa*, Smithsonian Inst. National Museum. Bull. 125, 1923.
5. DAVITAŞVILI S. L., *Curs de paleontologie*, Bucureşti, 1956.
6. HOFMANN KÁROLY, *Jelentés az 1882 év nyarőn Szatmármegye délkeleti részében foganatositott földtani részletes fölvételekről*, Földtani Közlöny, 1883, **XIII**.
7. HEJJAS IMRE, *Fossil Bryozoák. Paleontologiai tanulmányok. Erdély tertiär rétegeinek mikrofaunárájol*, 1894.
8. IORGULESCU T., *Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al neogenului din Oltenia*, Lucrările Inst. de petrol, gaze şi geologie, 1958, **IV**.
9. — *Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de Est*, An. Inst. geol., 1953, **26**.
10. JASKO SÁNDOR, *Geology of the Basin of Nagybánya*, A Magyar állami Földtani Intezet Evi Jelentése az 1941—1942 Evekröl, 1950, **II**.
11. KOCH ANTAL, *Az Erdelyrészy medencze Hardmadkori Képződményei II-Neogen csoport*, Budapesta, 1900.
12. MACOVEI G., *Bazinul terţiar de la Bahna*, An. Inst. geol. Rom., 1909, **II**.
13. MANZONI A., *I. Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria*, Denkschr. d. k. Akad. Math. Naturwiss. classe, 1877, **XXXVII**; 1878, **XXXVIII**.
14. PIVETEAU J., *Paléontologie*, Paris, 1954, **I**.
15. REUSS A. E., *Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens*, Naturwissensch. Abhandlungen, 1848, **II**.
16. — *Die fossilen Bryozoen des Österreichisch-ungarischen Miocäns*, Denkschr. Akad. der Wissensch., 1874, **XXXIII**.
17. SAULEA E. şi BĂRBULESCU A., *Contribuţiuni la cunoaşterea Miocenului din reg. Ţicău, Iadăra, Bazinul Baia-Mare*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", 1957, *15*.
18. SAULEA BOCCEC EMILIA, *Les Bryozoaires de la zone récifale du Sarmatien moyen des départements d'Orhei et de Lăpuşna (U.R.S.S.)*, An. Inst. geol. Rom., 1943, **XXII**.
19. ŞURARU KYRI MARIA, *Revizuirea briozoarelor cheilostomate Eocene din materialul adunat de Hejjas*, Stud. şi cercet. ştiinţ. Cluj, 1951, **II**, *3—4*.
20. VIGNEAUX MICHEL, *Révision des Bryozoaires Néogènes du Bassin d'Aquitaine*, Mém. de la Soc. Géol. de France, 1949, Mém. 60.
21. PAUCĂ MIRCEA, *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N şi E de Baia Mare*, Dări de seamă Com. geol., 1951—1952, **XXXIX**.

TRANSGRESIUNILE CUATERNARE ALE MĂRII NEGRE PE TERITORIUL DELTEI DUNĂRII

DE

E. LITEANU, A. PRICĂJAN şi G. BALTAC

Comunicare prezentată în sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică şi geografie din 29—31 mai 1961

INTRODUCERE

Teritoriul Deltei Dunării, care a fost considerat încă din trecut ca o zonă de tranziţie între Marea Neagră şi Bazinul Dacic, a format subiectul a numeroase lucrări privind în special evoluţia sa paleogeografică. Autorii acestor lucrări s-au întemeiat exclusiv pe considerentele deduse din morfologia regiunii şi din datele geologice de suprafaţă, elaborînd ipoteze de multe ori interesante (2), (6), (28), (32).

În cele ce urmează vom prezenta unele aspecte din istoria geologică a teritoriului Deltei Dunării şi a zonelor limitrofe, intemeiate pentru prima dată pe datele reieşite dintr-un număr de peste 100 de foraje executate de Comitetul geologic şi urmărite de noi.

Pentru corelarea datelor stratigrafice şi a argumentelor paleontologice cu evoluţia geologică în cuaternar a Mării Negre, ne-am sprijinit în primul rînd pe lucrările clasice ale lui A. D. Arhanghelski şi N. M. Strahov (4), (5), precum şi ale altor autori sovietici (8), (12), (22), (24), (25), (26).

Paralelizarea depozitelor, care iau parte la alcătuirea geologică a Deltei Dunării cu cele din Depresiunea Valahă, s-a bazat pe lucrările lui E. Liteanu (13), (14), (15), (16).

În prezenta lucrare ne vom referi în special la transgresiunile din cuaternar ale Mării Negre care au afectat teritoriul Deltei Dunării, urmînd ca datele litologice şi stratigrafice de detaliu să constituie obiectul unor lucrări viitoare.

ASPECTELE GENERALE ALE CONSTITUŢIEI GEOLOGICE A DELTEI DUNĂRII

Fundamentul Deltei Dunării este reprezentat prin depozite mezozoice, care au fost întîlnite în foraje cu profile est-vest la cote cu valori sensibil apropiate. Astfel, în forajul executat la Maliuc (mila 24) în sectorul vestic al canalului Sulina s-au întîlnit depozite jurasice începînd de la adîncimea de 144 m. La Crişan (mila 13) din sectorul estic al aceluiaşi canal, depozitele jurasice au fost atinse la adîncimea de 150 m. La Chilia-Veche pe braţul Chilia, jurasicul apare la adîncimea de 185 m. Forajul Periprava, executat pe acelaşi braţ şi situat la circa 20 km est de forajul precedent, a pus în evidenţă prezenţa jurasicului la adîncimea de 180 m.

Potrivit datelor comunicate verbal de prof. P. K. Ivanciuk (Chişinău), jurasicul a fost identificat la Izmail (U.R.S.S.) la adîncimea de 310 m, iar la Vîlkov (U.R.S.S.) la adîncimea de 155 m.

Totodată menţionăm că prin sonda săpată în localitatea Sf. Gheorghe, pe braţul cu acelaşi nume (km 5) am stabilit prezenţa jurasicului începînd de la adîncimea de 349,50 m.

Datele de foraj mai înainte expuse, confirmă faptul că teritoriu deltei aparţine structural Depresiunii Moldoveneşti din extremitatea sud-vestică a părţii europene a U.R.S.S.

Remarcăm de asemenea faptul că, deosebit de direcţia de afundare a fundamentului către N, se constată şi o tendinţă de afundare a acestuia spre SE.

Cele mai vechi depozite care acoperă fundamentul regiunii sînt cele sarmaţiene, întîlnite de-a lungul braţului Chilia începînd de la adîncimea de 102 m, la Chilia-Veche, şi de la 150 m, la Izmail (U.R.S.S.).

Termenul inferior al pliocenului, meoţianul, a fost identificat în forajul de la Chilia-Veche la 80 m, la Periprava la 90 m, iar la Izmail (U.R.S.S.) la 120 m adîncime.

Ponţianul are o răspîndire mult mai largă pe teritoriul Deltei Dunării, fiind în forajele din dreptul localităţilor Periprava (83 m adîncime) şi Sf. Gheorghe (324 m adîncime).

Dacianul a fost interceptat între adîncimile de 178 şi 324 m în forajul executat în localitatea Sf. Gheorghe şi între adîncimile 66 şi 77 m în punctul Pojaret (forajul nr. 2 516).

Din datele expuse a reieşit că depozitele sarmaţiene şi meoţiene s-au întîlnit numai în zonele situate la extremitatea nordică a deltei.

În consecinţă, trebuie să admitem că legătura dintre Bazinele Euxinic şi Dacic, în miocenul superior şi la începutul pliocenului, a existat probabil pe teritoriul din nordul regiunii cercetate.

Cercetările noastre argumentează pentru prima dată existenţa unei legături între bazinul Mării Negre şi Depresiunea Valahă în timpul ponţianului şi al dacianului cel puţin prin partea de sud-est a deltei. Într-adevăr în forajul Sf. Gheorghe am identificat, din depozitele pon-

țiene situate între adîncimile 324 și 349,50 m, următoarele moluște fosile :

Dreissena rimestiensis Font.
Viviparus achatinoides Desh.
Caladacna steindachneri Brus.
Limnocardium sp.

De asemenea între adîncimile 178,50 și 324 m, am recoltat următoarele specii :

Prosodacna (Stylodacna) orientalis Sabba
Prosodacna (Stylodacna) heberti Cob.
Dreissena rimestiensis Font.
Lithoglyphus amplus Brus.
Bulimus (Tylopoma) speciosus Cob.
Unio sp. (neted.)

care caracterizează dacianul.

Faptul că forajul de la Sf. Gheorghe se află situat la extremitatea de SE a deltei, precum și grosimea cumulată de 171 m a depozitelor ponțiene și daciene, ne îngăduie să presupunem o continuare a acestor depozite mult spre est.

Extensiunea spre V și probabilă spre E, în raport cu actualul litoral al Mării Negre, a depozitelor ponțiene și daciene, precum și identitatea faunei fosile cu cea din Depresiunea Valahă, confirmă existența unei legături între Bazinele Dacic și Euxinic prin teritoriul Deltei Dunării în intervalul ponțian-dacian.

Levantinul a putut fi identificat cu certitudine în cîteva foraje din cuprinsul deltei, și anume : Sălcieni (forajul nr. 2 502) la adîncimea de 68 m, Periprava la 71 m și Crișan la 100 m.

Din aceste foraje s-au recoltat forme fosile, care caracterizează levantinul sub facies getic, și anume :

Viviparus bifarcinatus Bielz
Viviparus rudis Neum.
Viviparus mammatus Sabba
Viviparus craiovensis Tourn.
Lithoglyphus acutus decipiens Brus.
Theodoxus licherdopoli scriptus Sabba
Bulimus vukotinovici Brus.
Melanopsis esperioides Sabba
Dreissena polymorpha Pall.

După cercetările întreprinse de E. Liteanu (16), (17), levantinul din domeniul oriental al Depresiunii Valahe a fost divizat în două orizonturi. Orizontul inferior este caracterizat prin faciesul lacustru de tip getic cu unionizi sculptați și vivipare ornamentate.

Levantinul superior se prezintă sub faciesul argilelor cu *Helix* caracterizat prin gasteropode terestre și lacustre indicînd un tip genetic

mixt, care aparține unei succesiuni de depozite deluviale-proluviale și de bălți cu întinderi reduse.

În raport cu această orizontare, reiese că, în Delta Dunării, levantinul este reprezentat numai prin orizontul inferior.

Într-adevăr în regiunea din partea de sud-vest a Depresiunii Moldovenești, limitrofă deltei (U.R.S.S.), levantinul apare la zi sub faciesul getic (10), (11), (19), (21), (27) conținînd în nivelele superioare o bogată faună de mamifere de tip Roussillon, ceea ce indică regresiunea lacului levantin.

Orizontul superior al levantinului, sub faciesul argilelor cu *Helix*, nu a fost identificat în Delta Dunării.

Din datele geologice de suprafață obținute din deschiderile de pe malul drept al Prutului a reieșit că termenul cel mai vechi al cuaternarului, villafranchianul, este reprezentat la Tulucești prin pietrișuri cu *Mastodon arvernensis* Croiz. et Job., *M. borsoni* Hayes și *Elephas meridionalis* Nesti, ceea ce constituie un argument în sensul că în intervalul de tranziție terțiar-cuaternar, regiunile limitrofe Deltei Dunării erau populate cu mamifere de stepă.

Succesiunile stratigrafice din partea de sud-vest a Depresiunii Moldovenești (U.R.S.S.) au fost recent cercetate de K. V. Nikiforova și L. I. Alexeeva, care ne-au comunicat verbal unele date. Astfel cercetătorii menționați constată că termenul superior al terțiarului, stratele de Porat, echivalente levantinului, caracterizate prin faună de mamifere de tip Roussillon și prin unionizi sculpați aparținînd faciesului getic, pot fi paralelizate cu depozitele astiene de la Berești și Măluțeni.

Stratele de Porat suportă un complex argilos cu *Elephas meridionalis* Nesti, *Mastodon arvernensis* Croiz. et Job. și *Equus stenonis* Cocchi.

Acest complex argilos, echivalent stratelor de Haprov, de vîrstă villafranchiană, ar reprezenta probabil un facies lateral al depozitelor villafranchiene de la Tulucești.

Villafranchianul din stînga Prutului (U.R.S.S.) suportă un pachet de argile roșii și verzi, lipsite de faună, care în unele puncte iau contact direct cu stratele de Porat. Aceste argile au fost atribuite, de autorii menționați, stratelor de Taman.

O mare parte a forajelor executate pe teritoriul deltei au întîlnit la diferite adîncimi argile roșii-cărămizii, de tipul terra rossa, lipsite de faună fosilă, care în zonele meridionale ale deltei repauzează pe fundamentul paleozoic și mezozoic iar în părțile centrale și nordice se găsesc depuse peste diferiți termeni ai pliocenului, inclusiv levantinul.

Poziția stratigrafică a acestor argile roșii argumentează o vîrstă villafranchiană, căreia de altfel au fost raportate și argilele roșii de la baza cuaternarului din Dobrogea (13), (14), (15), (16).

Argilele roșii care intră în alcătuirea geologică a Deltei Dunării suportă un pachet gros, la bază predominant psefitic, care trece la partea superioară treptat la psamite.

Depozitele psefitice din bază au un bogat conținut de moluște fosile, fără valoare stratigrafică certă, în timp ce fauna fosilă din partea infe-

rioară a acumulărilor psamitice caracterizează, după cum vom arăta mai departe, vîrsta mindeliană a acestora.

În consecință, depozitele aluvionare psefitice, care acoperă nemijlocit argilele roșii, au fost atribuite de noi saint-prestianului.

Complexul psamitic inferior este acoperit de depozite groase de nisipuri cu intercalații uneori foarte întinse de argile, mîluri și turbe, cu un bogat conținut de moluște fosile. Această suită psamito-pelitică va fi divizată pe criterii paleontologice într-un capitol următor.

CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA EVOLUȚIEI CURSULUI DUNĂRII ÎN BAZINUL DACIC

Depresiunea Valahă, care din miocen a fost fără îndoială un teritoriu denivelat, în raport cu unitățile structurale înconjurătoare : Carpații, Balcanii, Dobrogea și Platforma Podolică-Rusă, a constituit, cel puțin din acel interval, o piață de adunare a apelor.

Bazinul paleohidrografic din Depresiunea Valahă a avut o evoluție variată în următoarele etaje geologice, unele predominant lacustre iar altele preocumpănitor fluviatile, menținîndu-și însă particularitatea de a fi drenate către Bazinul Pontic.

Începînd din pliocenul superior, deversarea apelor superficiale din Bazinul Dacic, așa cum a reieșit din capitolul precedent, a avut loc prin teritoriul Deltei Dunării.

O dată cu levantinul superior, cel puțin în partea orientală a Depresiunii Valahe, începe să se instaleze faciesul continental de tipul argilelor cu *Helix*. Acest fapt pledează pentru existența pe teritoriul menționat, începînd din levantinul superior, a unui paleofluviu care drena întreaga Depresiune Valahă.

Față de faptul că acest paleofluviu, înainte de a deversa în Bazinul Pontic, ocolea pe la nord Dobrogea, se poate presupune că el ar reprezenta stadiul cel mai vechi al Dunării.

Cea mai veche mărturie geologică a cursului Dunării actuale în Depresiunea Valahă este pusă în evidență de acumulările terasei vechi a Dunării, din partea de SV a Olteniei. În această terasă N. Mihăilă [1]) a găsit resturi de *Rhinoceros merki*, ceea ce ar îndreptăți atribuirea epocii intrării Dunării actuale în Depresiunea Valahă, intervalului mindelian — mindelrissian.

Această constatare vine însă în contradicție cu existența unei rețele hidrografice cuaternare vechi, care ar fi trebuit să genereze un puternic paleofluviu. Într-adevăr din cercetările întreprinse de E. Liteanu (13), (14), (15), (16) a reieșit că, cel puțin în partea de NE a Depresiunii Valahe, faciesul argilelor cu *Helix* s-a continuat de la finele levantinului inferior și pînă în holocen.

Această constatare ilustrează faptul că și într-o epocă pre-mindeliană, Paleodunărea a trebuit să aibă un curs constituit în acest ținut. Debitul

[1]) Comunicare verbală.

considerabil al acestui paleofluviu poate fi apreciat chiar numai după distribuția imenselor conuri de dejecție villafranchiene aparținînd pietrișurilor de Cîndești, care înconjură ca o bandă largă partea dinspre interior a Depresiunii Valahe. Totuși menționăm că traseul Paleodunării villarfanchiene în cuprinsul Depresiunii Valahe nu poate fi precizat și prin alte argumente.

În saint-prestian, cursul Paleodunării începe să se contureze ca urmărind în general cursul Dunării actuale (14).

Probabilitatea existenței unei Dunări vechi în Depresiunea Valahă, cel puțin la începutul cuaternarului, ne-a îndreptățit să punem din nou ipoteza unui eventual curs al acesteia în terțiarul superior, care să fi făcut legătura între Bazinele Panonic și Dacic. Această ipoteză a făcut obiectul unor numeroase lucrări din trecut (7), (20), (31). Noi ne vom rezuma să reamintim unele argumente care ar pleda în favoarea admiterii unui curs al Paleodunării în terțiarul superior prin defileul de la Porțile-de-Fier. În acest sens am reținut observația făcută de W. Wenz (33) care a constatat că invazia în Bazinul Dacic a moluștelor aparținînd faciesului panonic a început în pontian și a atins o expresie deplină în levantin. Totodată I. Popescu-Voiteşti (29) a constatat, în conținutul petrografic al pietrișurilor villafranchiene din zona Bucovăț — Craiova, prezența unor porfire cuarțifere care ar trebui să provină din Munții Banatului, de unde ele ar fi fost transportate de un paleofluviu prin zona actualului defileu al Dunării.

În ultimul timp E. Schoverth [1]) a recoltat numeroase fragmente de porfire cuarțifere din pietrișurile villafranchiene care aflorează pe o întinsă regiune cuprinsă între Craiova și Segarcea.

Existența Paleodunării pe teritoriul Deltei Dunării, în intervalul de tranziție terțiar-cuaternar, poate fi susținută prin numeroase argumente.

În primul rînd observăm că levantinul inferior sub facies getic, întîlnit în Delta Dunării, este regresiv, iar prezența faunei de mamifere de stepă, care caracterizează depozitele levantine din zonele limitrofe dinspre NV, pune în evidență tranziția de la un regim fluviatil-lacustru la unul continental.

Argilele roșii villafranchiene, care acoperă teritoriul deltei și zonele limitrofe, indică existența la începutul cuaternarului a unui regim arid continental. În această epocă Bazinul Euxinic a avut suprafața cea mai restrînsă și nivelul cel mai scăzut din istoria sa geologică, fiind limitat la o porțiune din regiunea centrală și cea estică a bazinului actual (stadiul gurian al Mării Negre după M. V. Muratov (22)) [2]). În villafranchian Dunărea a avut probabil un profil de pantă accentuat, datorită confluenței foarte îndepărtate spre est, exercitînd în zona deltei o intensă acțiune de eroziune, fapt pus în evidență prin discontinuitatea extensiunii argilelor roșii.

---

[1]) Comunicare verbală.

[2]) Autorul menționat consideră posibil că stadiul gurian a coincis eventual cu o ridicare a nivelului vestic al Mării Negre.

În saint-prestian, Dunărea s-a instalat larg pe întreaga suprafață a deltei, formînd un vast con de dejecție constituit din acumulări preponderent psefitice. Trecerea de la etapa de eroziune la cea de acumulare a fost pusă de noi în legătură cu ridicarea nivelului Mării Negre, care a deplasat linia de țărm a Mării Ciauda pînă în vecinătatea estică a actualei delte [1]).

Cu depunerea acestor acumulări psefitice începe istoria cuaternară a Deltei Dunării.

ISTORIA CUATERNARĂ A DELTEI DUNĂRII

a) COMPLEXUL PSEFITIC CORESPUNZĂTOR STADIULUI CIAUDIN AL MĂRII NEGRE

Cele mai vechi depozite deltaice din alcătuirea geologică a teritoriului Deltei Dunării aparțin complexului psefitic care a fost depus peste argilele roșii într-o epocă echivalentă stadiului ciaudin al Mării Negre. Aceste depozite, avînd grosimi variabile cuprinse între 10 și 50 m, ocupă aproape întreaga regiune a deltei actuale.

Din datele de foraj a reieșit că spre partea de N a deltei extensiunea complexului psefitic este probabil limitată către NV de zonele din malul stîng al brațului Chilia iar spre NE aceasta se reduce treptat dispărînd în dreptul grindului Chilia.

Complexul bazal psefitic este de asemenea absent din întregul teritoriu al grindurilor Chilia și Letea.

În zona mediană, pietrișurile de la baza depozitelor deltaice se îngroașă și se afundă lent de la V spre E, depășind cu certitudine actuala linie de țărm. Aceste depozite lipsesc însă din subsolul grindului Caraorman, care reprezintă un martor de eroziune la alcătuirea căruia iau parte argile roșii și, probabil, depozite levantine.

În zonele meridionale, complexul psamitic are o dezvoltare continuă fiind pus în evidență de toate forajele executate pe brațul Sf. Gheorghe.

De asemenea acest complex se afundă și se îngroașă treptat spre est. În această privință menționăm că forajele executate pe grindul Sărăturile (forajele nr. 958 și 959), precum și la Sf. Gheorghe (forajul nr. 955), toate situate în imediata vecinătate a litoralului, au confirmat existența unor strate groase de pietrișuri.

În zonele de SE, se constată că extensiunea pietrișurilor menționate avansează mult spre S fiind întîlnite atît în insula Dranov, cît și în cordonul litoral dintre lacul Razelm și Marea Neagră, la Periteașca (forajul nr. 3 521) și Portița (forajul nr. 3 519).

---

[1]) Considerăm de asemenea posibilă și o subsidență a ținutului vestic al mării.

Din cercetările noastre a reieşit că complexul bazal psefitic reprezintă o unitate stratigrafică distinctă caracterizată printr-o faună dulcicolă-fluviatilă, din care am identificat următoarele specii :

Corbicula fluminalis Müll.
Dreissena polymorpha Pall.
Theodoxus danubialis Pfeiff.
Theodoxus fluviatilis L.
Viviparus contectus Mill.
Viviparus acerosus Bourg.
Viviparus diluvianus Kunth.
Valvata piscinalis Müll.
Valvata piscinalis antiquorum Sow.
Lithoglyphus naticoides Pfeiff.
Lithoglyphus apertus Pfeiff.
Bythinia tentaculata L.
Melanopsis esperi Fér.
Melanopsis acicularis Fér.
Unio pictorum L.
Unio crassus Phil.

Trebuie să remarcăm că în conţinutul faunei mai înainte menţionate s-au întîlnit numeroase forme identificate şi din stratele de Frăteşti, din Depresiunea Valahă, care de asemenea aparţin saint-prestianului.

b) COMPLEXUL PSAMITIC INFERIOR CORESPUNZĂTOR TRANSGRESIUNII STADIULUI PALEOEUXIN AL MĂRII NEGRE

Depozitele care acoperă vechiul con de dejecţie al Dunării sînt constituite predominant din acumulări psamitice, cu intercalaţii lenticulare, alcătuite la bază din pietrişuri mărunte iar către partea superioară din argile, prafuri nisipoase şi argiloase, precum şi mîluri ; intercalaţiile fine au o distribuţie foarte neregulată pe verticală. Din această cauză nu a fost posibil ca în acoperişul acumulărilor psefitice să poată fi separate orizonturi litologice, net diferenţiate printr-o granulometrie proprie. Cu toate acestea am reuşit să separăm o serie de complexe litologice, întemeindu-ne pe conţinuturile paleontologice ale depozitelor deltaice care au fost divizate pe criteriul unor asociaţii caracteristice de moluşte fosile.

Zona paleontologică inferioară a pachetului amintit, care acoperă nemijlocit pietrişurile vechiului con de dejecţie, a fost denumită de noi complexul psamitic inferior. Din punct de vedere litologic acesta este constituit, în zonele de SE ale Deltei Dunării, din nisipuri cu rare intercalaţii de pietrişuri mărunte. Aceste nisipuri grosiere trec lateral către zonele din NE ale deltei la nisipuri fine lipsite de pietrişuri sau la pachete de argile şi argile nisipoase.

Grosimea acestui complex litologic variază de la 5 m la Crişan (forajul nr. 1 009) la 35 m la Cardon (forajul nr. 2 517). În general grosimile medii variază între 15 şi 25 m.

Delimitarea complexului psamitic inferior s-a întemeiat pe conţinuturi faunistice uniforme întîlnite pe grosimea stratigrafică, stabilită pe baza forajelor executate pe teritoriul deltei începînd de la est de Ceatalul Izmail.

Din fauna recoltată am identificat următoarele specii :

Didacna pontocaspia Pavl.
Monodacna pontica Eichw.
Adacna plicata relicta Mill.
Corbicula fluminalis Müll.
Dreissena polymorpha Pall.
Lymnaea stagnalis L.
Theodoxus danubialis Pfeiff.
Theodoxus fluviatilis L.
Theodoxus transversalis L.
Viviparus contectus Mill.
Viviparus acerosus Bourg.
Viviparus diluvianus Kunth.
Valvata piscinalis Müll.
Valvata piscinalis antiquorum Sow.
Lithoglyphus naticoides Pfeiff.
Lithoglyphus apertus Pfeiff.
Bythinia tentaculata L.
Bythinia tentaculata producta Menke
Melanopsis esperi Fér.
Melanopsis acicularis Fér.

Observăm că în succesiunea depozitelor descrise se pune în evidenţă pentru prima dată, în istoria cuaternară a Deltei Dunării, prezenţa limnocardiidelor ponto-caspice asociate cu o faună relictă fluviatilă.

Reapariţia limnocardiidelor dispărute la finele dacianului de pe teritoriul deltei trebuie pusă în legătură cu o transgresiune a apelor Bazinului Ponto-Caspic pe acest teritoriu.

Din compararea faunei fosile mai înainte menţionate cu succesiunea faunelor cuaternare aparţinînd bazinului Mării Negre se constată similitudinea ei cu asociaţia faunistică ce caracterizează stadiul paleoeuxin al Mării Negre.

Acest fapt ne îndreptăţeşte să afirmăm că complexul psamitic inferior a fost depus în epoca paleoeuxină ca o sedimentare litorală, cînd apele acelei mări acopereau larg teritoriul deltei.

Examinînd extensiunea pe care a avut-o marea paleoeuxină atît pe teritoriul cercetat, cît şi în zonele limitrofe, ne-am oprit atenţia asupra identităţii faunei citate cu conţinutul paleontologic al stratelor de Babele care au fost atribuite mindelianului (10), (27), etaj echivalent paleoeuxinului inferior. În consecinţă ne exprimăm părerea că, complexul psamitic inferior din Delta Dunării reprezintă un facies lateral al stratelor de Babele a căror sedimentare a continuat probabil şi în mindelrissian. Prin urmare,

noi admitem că transgresiunea paleoeuxină, care pe baza datelor de foraj ar avea drept limită vestică, pe teritoriul deltei, zona dintre cele două ceatale, s-a extins şi în partea de sud a Depresiunii Moldoveneşti (U.R.S.S.), precum şi în părţile sud-estice şi meridionale ale Podişului Moldovenesc (fig. 1).

Întrucît în paleoeuxin Marea Neagră s-a extins probabil pînă în partea de S a Podişului Moldovenesc, după cum reiese din reapariţia stratelor de Babele, ne asociem părerii exprimate de A. D. Arhanghelski, în sensul că Dunărea avea confluenţă cu marea din acea epocă aproximativ în dreptul oraşului Galaţi (citat după (12)).

c) COMPLEXUL PSAMITIC MEDIU CORESPUNZĂTOR EPOCII DELTEI VECHI A DUNĂRII DIN STADIILE UZUNLAR-CARAGAT ALE MĂRII NEGRE

Stadiul uzunlar al Mării Negre se caracterizează pe teritoriul deltei printr-o regresiune, întrucît în acumulările deltaice nu au fost întîlnite specii de moluşte fosile proprii acestui stadiu. Astfel forajele executate au dovedit că fauna de limnocardiide, întîlnită în complexul psamitic inferior de vîrstă paleoeuxină, dispare dovedind retragerea apelor Bazinului Pontic de pe acest teritoriu.

În acoperişul complexului psamitic inferior, aparţinînd paleoeuxinului, urmează o serie predominant psamitică în care se intercalează — în zonele vestice şi sudice — rare lentile de pietrişuri mărunte iar în zonele nord -estice apar intercalaţii groase de argile.

Această serie predominant nisipoasă a fost denumită de noi, complexul psamitic mediu.

Complexul psamitic mediu a fost delimitat pe verticală pe o grosime de 8—20 m printr-o faună dulcicolă, din care citãm speciile :

Corbicula fluminalis Müll. (falune)
Dreissena polymorpha Pall.
Viviparus contectus Mill.
Theodoxus fluviatilis L.
Valvata piscinalis Müll.
Lymnaea stagnalis L.
Melanopsis esperi Fér.
Melanopsis acicularis Fér.
Unio tumidus L.
Sphaerium rivicola Lam.
Corbicula fluminalis Müll.

Această asociaţie prezintă o vădită înrudire cu fauna identificată din depozitele psefitice de la baza depozitelor deltaice, aparţinînd conului de dejecţie al Dunării.

Prezenţa speciilor : *Lymnaea stagnalis* L. şi *Sphaerium rivicola* Lam. constituie încă o dovadă că biotopul respectiv este propriu unui regim fluviatil matur, pe alocuri chiar lacustru.

E. LITEANU – A. PRICĂJAN – G. BALTAC

HARTA TRANSGRESIUNILOR CUATERNARE ALE MĂRII NEGRE PE TERITORIUL DELTEI DUNĂRII ȘI CELE LIMITROFE

Scara 1:500 000

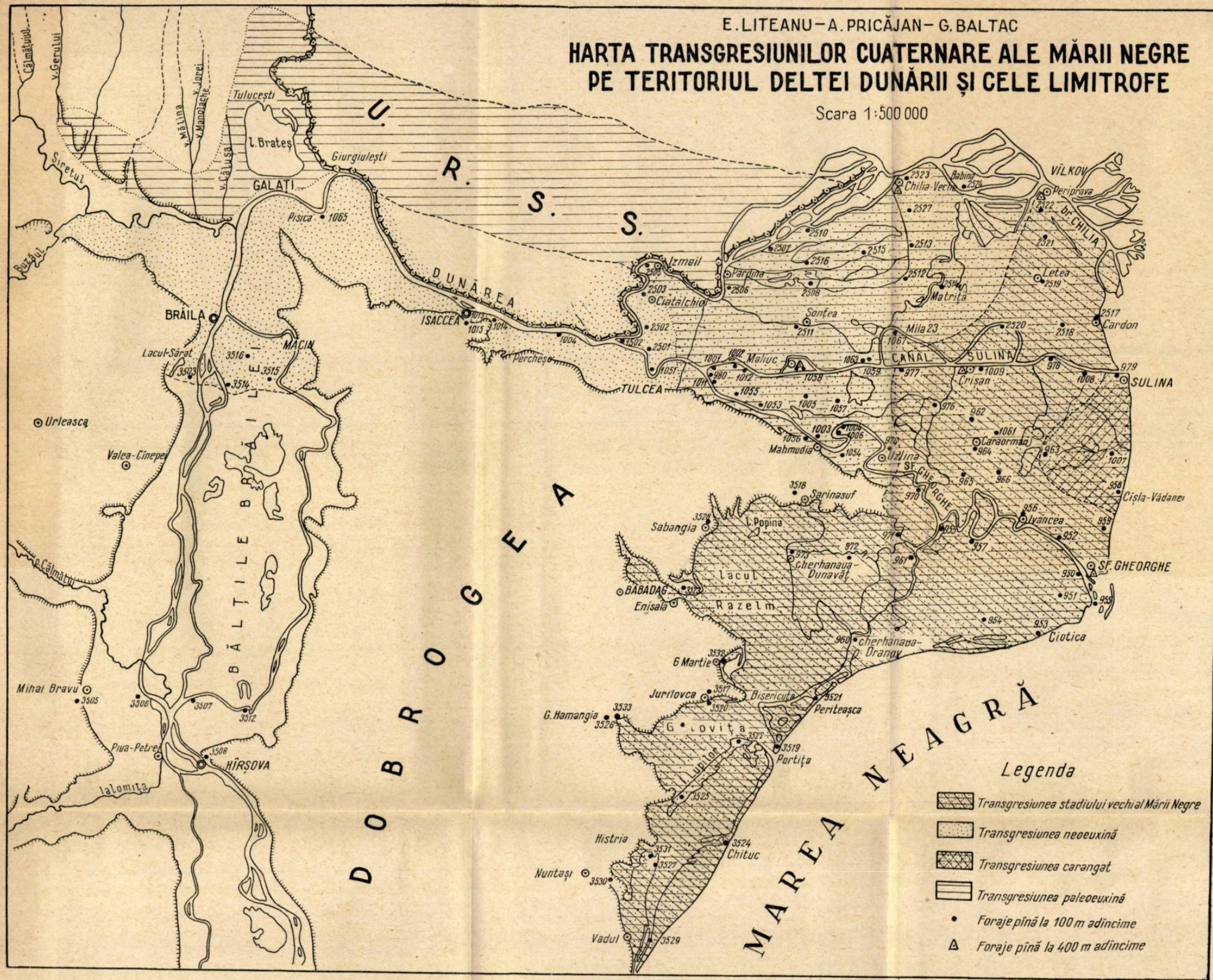


Fig. 1

De asemenea prezența falunelor de *Corbicula fluminalis* Müll. pledează în același sens.

Extensiunea complexului psamitic mediu a fost stabilită pe criterii paleontologice numai pînă în zona Ceatalului Izmail, care constituie limita vestică a depozitelor paleoeuxine. În amunte de zona menționată prezența complexului psamitic mediu a fost presupusă pe considerente litologice, întrucît nu a fost posibil să se diferențieze fauna dulcicolă de pietrișurile aparținînd conului de dejecție al Dunării de fauna dulcicolă care caracterizează complexul psamitic mediu.

Litologia, fauna și extensiunea complexului psamitic mediu, precum și vecinătatea țărmului mărilor uzunlar și carangat reprezintă argumente care lasă să se presupună că în acel interval s-a instalat pe teritoriul cercetat prima deltă a Dunării.

Către extremitatea estică a teritoriului deltei, între localitățile Sulina și Sf. Gheorghe forajele : Sulina (forajul nr. 1 008), Cîșla-Vădanei (forajul nr. 1 958), Grindul Roșu (forajul nr. 1 963) și cherhanaua Roșuleț (forajul nr. 1 007), am întîlnit — în partea superioară a complexului psamitic mediu — o faună fosilă mediteraneană, din care am identificat speciile :

Tapes calverti Newt.
Scrobicularia plana da Costa
Cardita sp.
Venericardia sp. [1])
Calyptraea chinensis L.

Formele citate sînt proprii unei mări cu o salinitate mai ridicată decît a Mării Negre actuale și dovedesc transgresiunea stadiului carangat pe un teritoriu restrîns, învecinat actualului litoral (fig. 1).

Trecerea laterală spre est a părții superioare a complexului psamitic mediu, la depozite ce aparțin cu certitudine epocii carangat ne îndreptățește să afirmăm că acest complex aparține unui interval stratigrafic care include etajele uzunlar și carangat.

Totodată trebuie să admitem că după regresiunea din uzunlar, a urmat o ușoară transgresiune în carangat care a afectat și extremitatea estică a teritoriului Deltei Dunării.

În consecință ne exprimăm părerea că în carangat vărsarea Dunării în mare se contura printr-o deltă în zona actualei linii de țărm.

d) COMPLEXUL PSAMO-PELITIC CORESPUNZĂTOR TRANSGRESIUNII STADIULUI NEOEUXIN AL MĂRII NEGRE

Deasupra complexului psamitic mediu, aparținînd stadiilor uzunlar și carangat, forajele executate au străbătut fără excepție un pachet de depozite psamo-pelitice cu o grosime de 20 — 50 m, avînd un bogat conținut paleontologic.

[1]) Formă determinată de prof. Al. V. Grossu.

Acest pachet este constituit din nisipuri fine argiloase, prăfoase, necoezive sau slab coezive şi argile-nisipoase pe alocuri cu un conţinut ridicat de material organic.

În părţile cele mai estice ale deltei, în zona canalului Sulina, între mila 17 şi oraşul Sulina, acest pachet conţine intercalaţii argiloase groase de 10—15 m.

Către teritoriul vestic al deltei, complexul psamo-pelitic prezintă intercalaţii mai mult sau mai puţin continue de turbă şi lentile subţiri de argile sau prafuri argiloase. La alcătuirea litologică a acestui complex, în regiunea centrală a deltei, participă şi depozite groase de mîluri.

Nisipurile fine — care caracterizează complexul psamo-pelitic — îngăduie, în numeroase puncte, aşezarea unei limite litologice clare între complexul menţionat şi complexul psamitic mediu din culcuşul lui.

Fauna fosilă recoltată din complexul psamo-pelitic confirmă în toate cazurile limita litologică mai înainte arătată.

Din acest complex am identificat următoarele specii, care pun în evidenţă transgresiunea mării neoeuxine pe teritoriul Deltei Dunării :

Micromelania caspia Eichw.
Micromelania spica Eichw.
Micromelania lincta Mil.
Micromelania dimidiata Eichw.
Monodacna pontica Eichw.
Monodacna pontica carinata Grossu et Baltac
Monodacna colorata Eichw.
Adacna fragilis Mil.
Adacna plicata relicta Mil.
Didacna pontocaspia Pavl.
Clessiniola variabilis Eichw.
Caspia gmelini Dyb.
Dreissena polymorpha Pall.
Dreissena rostriformis Desh.
Dreissena caspia Eichw.
Theodoxus danubialis Pfeiff.
Theodoxus fluviatilis Pfeiff.
Hydrobia ventrosa Mont. (falune)
Hydrobia maritima Mil.
Cardium edule L. (falune)
Corbicula fluminalis Müll. (falune)
Eulimela sp.

Fauna citată conţine predominant forme salmastre caspice, asociate cu unele forme mediteraneene, ce caracterizează stadiul neoeuxin al Mării Negre.

În acest sens pledează larga prezenţă, atît ca număr de indivizi cît şi ca specii, a familiilor: limnocardiide, micromelaniide, hydrobiide şi dreissenide.

Prezenţa speciei mediteraneene *Cardium edule* apare explicabilă ca o formă relictă din uzunlar-carangat. Ne exprimăm părerea că, datorită

caracterului eurihalin al speciei menționate, aceasta a supraviețuit și în apele salmastre ale mării neoeuxine.

Pe întreaga grosime stratigrafică a depozitelor neoeuxine s-au identificat numeroase cochilii de *Cardium edule* formînd uneori faluне, în asociație cu fauna ponto-caspică neoeuxină.

Asemenea faluне, conținînd cochilii de *Cardium edule* atît în orizonturile inferioare cît și în cele superioare ale complexului psamo-pelitic au fost întîlnite în numeroase foraje (nr. 2 512 ; 1 051 ; 1 012 etc.).

O particularitate a conținutului paleontologic al complexului psamo-pelitic neoeuxin o constituie faptul că, pe măsură ce ne deplasăm în amunte, încep să se asocieze faunei salmastre, forme fluviatile lacustre a căror frecvență devine treptat predominantă.

Citățm următoarele specii dulcicole :

Viviparus acerosus Bourg.
Valvata piscinalis Müll.
Lithoglyphus naticoides Pfeiff.
Theodoxus danubialis Pfeiff.
Melanopsis acicularis Fér.
Tropidiscus planorbis L.
Unio sp.
Viviparus sp.
Bythinia tentaculata producta Menke.

Pentru delimitarea extinderii transgresiunii neoeuxine am considerat drept criteriu prezența resturilor fosile de limnocardiide și micromelaniide indiferent de frecvența lor în raport cu formele dulcicole.

Mai menționăm că Gr. Antipa (2) a citat, în dreptul milei 12 de pe canalul Sulina, resturi de *Elephas primigenius* Blumb. și *Rhinoceros antiquitatis* Blumb. care după adîncimea indicată par a fi situate la partea superioară a complexului psamo-pelitic.

Cercetările noastre au adus argumente paleontologice care dovedesc că transgresiunea neoeuxină se întindea mult în amunte, în raport cu teritoriul actualei delte. În această privință menționăm că punctele cele mai vestice unde s-au identificat cochilii de moluște neoeuxine se situează între : zona de confluență a rîului Siret, sectorul nordic al terasei din stînga Dunării , și extremitatea nordică a bălților Brăilei (fig. 1). Astfel din forajul executat lîngă localitatea Lacul-Sărat s-au identificat, pe lîngă forme fluviatil-lacustre, și următoarele specii neoeuxine :

Monodacna pontica Eichw.
Monodacna colorata Eichw.
Micromelania caspia Eichw.
Micromelania lineta Mil.

Profilele de foraje executate în Balta Brăilei, la sud de latitudinea localității Lacul-Sărat, nu au mai indicat existența unei faune fosile neoeuxine.

Datele expuse, ne îndreptăţesc să afirmăm că vărsarea Dunării în marea neoeuxină a avut probabil loc într-o zonă situată imediat la sud de oraşul Brăila.

Cu etapa descrisă mai înainte ia sfîrşit evoluţia pleistocenă a Deltei Dunării.

e) COMPLEXUL PSAMITIC-ALEURITIC CORESPUNZĂTOR TRANSGRESIUNII STADIULUI VECHI AL MĂRII NEGRE

Forajele executate în partea de est a Deltei şi în zona lacurilor Razelm — Sinoe, au permis să se stabilească, pe baza criteriilor paleontologice, existenţa unui complex psamitic-aleuritic care a fost atribuit de noi ultimei transgresiuni a Mării Negre pe teritoriul cercetat.

Acest complex, cu o grosime medie de circa 25 m, este constituit din nisipuri fine necoezive sau slab coezive, care trec spre bază la mîluri cu un conţinut ridicat de material organic.

Din aceste depozite, am recoltat o bogată faună de moluşte marine subfosile, care, ca ansamblu biocenologic, nu sînt reprezentative pentru Marea Neagră actuală. Din acest punct de vedere menţionăm că speciile identificate caracterizează un mediu mai puţin salin decît cel actual. Totodată menţionăm că, în nivelele bazale ale acestui complex, am întîlnit şi unele forme relicte aparţinînd unei faune salmastre caspice, care probabil au supravieţuit stadiului anterior neoeuxin, ca : *Monodacna pontica carinata* Grossu et Baltac, *Clesiniola variabilis* Eichw., *Caspia gmelini* Dyb. etc.

Transgresiunea stadiului vechi al Mării Negre este caracterizată prin următoarea faună :

Rissoa splendida Eichw.
Rissoa euxinica Mil.
Rissoa venusta Phil.
Cerithium ponticum Mil.
Nassa reticulata L. (falune)
Nassa neritea L.
Retusa truncatula opima Mil.
Mytilus galloprovincialis Lam. (falune)
Mytilaster lineatus Gm.
Ostrea taurica Kryn.
Ostrea sublamellosa Mil. (falune)
Pecten ponticus B.D.D.
Cardium edule L.
Venus gallina L. (falune)
Tapes lineatus Mil.
Mactra subtruncata triangula Ren.
Mesodesma cornea Poli.
Donax julianae Andrs.
Tellina exiqua Poli.
Scrobicularia plana da Costa

Corbula mediteranea da Costa (falune)
Pholas candida Mil.
Hydrobia ventrosa Mont.
Dreissena polymorpha Pall.

Ţinem să precizăm că marea majoritate a forajelor executate între limitele transgresiunii stadiului vechi al Mării Negre au dovedit absenţa formelor dulcicole. Totuşi dintr-un număr mic de foraje, situate către limita vestică a transgresiunii menţionate, am identificat un număr restrîns de moluşte de apă dulce : *Corbicula fluminalis* Müll., *Melanopsis esperi* Fér., *Lithoglyphus naticoides* Pfeiff., *Theodoxus danubialis* Pfeiff., *Th. fluviatilis* L.

Prezenţa acestor specii a fost pusă de noi în legătură cu aluvionarea fluviatilă.

Ceea ce caracterizează transgresiunea stadiului vechi al Mării Negre este prezenţa unor falune groase constituite aproape exclusiv din cochilii de *Mythilus galloprovincialis* L a m.

Complexul psamitic-aleuritic prezintă grosimi care se accentuează treptat atît de la V spre E cît şi de la N spre S. Astfel în zona de litoral dintre Cardan (forajul nr. 2 517) şi Sf. Gheorghe (forajul nr. 955) grosimea acestuia atinge 40 m, în timp ce în zona Periteaşca (forajul nr. 3 521)— Pîrlita (forajul nr. 3 519) depozitele menţionate depăşesc 50 m.

Pe baza datelor de foraj, limita transgresiunii stadiului vechi al Mării Negre pe teritoriul cercetat depăşeşte puţin spre V grindurile Letea şi Caraorman, cuprinde întreaga insulă Dranov, precum şi malurile lacurilor Razelm, Goloviţa şi Sinoe (fig. 1).

Faţă de extensiunea redusă a acestei transgresiuni pe teritoriul cercetat, trebuie să admitem că în zonele vestice Dunărea şi-a instalat în această perioadă a doua sa deltă.

f) COMPLEXUL ALEURITIC CORESPUNZĂTOR STADIULUI ACTUAL AL DELTEI DUNĂRII

Delta actuală constituie extensiunea Deltei Dunării instalată în epoca stadiului vechi al Mării Negre.

Aluviunile actualei delte sînt constituite dintr-un material preponderent aleuritic a cărui grosime medie este de circa 5 m în zonele centrale şi sudice.

Fauna identificată din aceste depozite este exclusiv dulcicolă şi a fost citată într-o serie de lucrări de zoologie (9). Totuşi semnalăm că în păturile inferioare ale acestor aluviuni deltaice s-au întîlnit numeroase cochilii de *Corbicula fluminalis* Müll. (18) specie în prezent dispărută de pe acest teritoriu.

★

Pentru sintetizarea datelor mai înainte expuse asupra istoriei cuaternare şi a transgresiunilor de pe teritoriul cercetat prezentăm în tabelul nr. 1, precum şi în figurile 2, 3 şi 4 o serie de profile geologice longitudinale şi transversale, privind acest teritoriu.

CONCLUZII

Cercetările noastre, întemeiate pe rezultatele obţinute dintr-un număr de peste 100 de foraje, ne-au permis să stabilim următoarele etape ale istoriei geologice cuaternare privind teritoriul Deltei Dunării.

a) Peste un fundament de argile roşii villafranchiene s-a depus în saint-prestian un întins con de dejecţie constituit predominant din pietrişuri conţinînd o bogată faună dulcicolă.

b) Urmează complexul psamitic inferior depus în epoca transgresiunii paleoeuxine a Mării Negre, caracterizat prin prezenţa speciilor : *Didacna pontocaspica*, *Monodacna pontica*, *Corbicula fluminalis* şi *Viviparus diluvianus*. Acest complex a fost echivalat de noi cu stratele de Babele care aparţin, probabil, aceleiaşi transgresiuni.

c) Complexul psamitic mediu a fost depus în epoca primei delte a Dunării corespunzătoare stadiilor uzunlar şi carangat ale Mării Negre şi este caracterizat printr-o faună dulcicolă.

Semnalăm totuşi că transgresiunea Mării Carangat a acoperit un teritoriu restrîns de la extremitatea estică a actualei delte, fapt confirmat şi prin prezenţa formelor : *Tapes calverti*, *Scrobicularia plana* şi *Cardita* sp.

d) În epoca transgresiunii neoeuxine s-a sedimentat un complex psamo-pelitic caracterizat paleontologic printr-o faună caspică : *Monodacna colorata*, *Micromelania caspia* şi *Dreissena rostriformis*.

e) Ultima transgresiune pe teritoriul Deltei Dunării, corespunzătoare stadiului vechi al Mării Negre, este pusă în evidenţă de un complex psamitic-aleuritic conţinînd : *Mytilus galloprovincialis* şi *Nassa reticulata*.

În această epocă s-a instalat cea de-a doua deltă a Dunării, care s-a extins în holocenul superior între limitele sale actuale.

f) Existenţa complexelor litologice menţionate, aparţinînd stadiilor Mării Negre din ciaudin şi pînă în actual, dovedeşte că, în acest întreg interval stratigrafic, teritoriul deltei a fost afectat de o continuă activitate de subsidenţă.

g) Privitor la oscilaţiile negative ale nivelului Mării Negre, ne exprimăm părerea că existenţa acestora apare infirmată tocmai de prezenţa complexelor litologice menţionate. Este evident că o scădere a nivelului Mării Negre, într-un anumit stadiu, ar fi trebuit să aibă drept consecinţă îndepărtarea prin eroziune a complexelor litologice anterioare.

h) Eventualele oscilaţii pozitive ale nivelului Mării Negre, legate de afluxul apelor din Marea Mediterană, au fost puse sub semnul întrebării. Într-adevăr, pătrunderea pentru prima dată a apelor Mării Mediterane în Bazinul Ponto-Caspic a avut loc în uzunlar, stadiu cînd pe teritoriul Deltei Dunării se constată o regresiune. De asemenea Marea Carangat, care şi-a menţinut legătura cu Marea Mediterană, este caracterizată printr-o neînsemnată transgresiune, limitată la extremitatea estică a deltei. În stadiul neoeuxin al Mării Negre, cînd legătura cu Marea Mediterană s-a rupt, a avut loc o oarecare îndulcire şi totodată o vastă transgresiune a apelor marine, pusă în evidenţă de bogata faună de moluşte de tip salmastru, recoltată de pe întreg teritoriul deltei şi de pe un însemnat sector al Dunării inferioare.

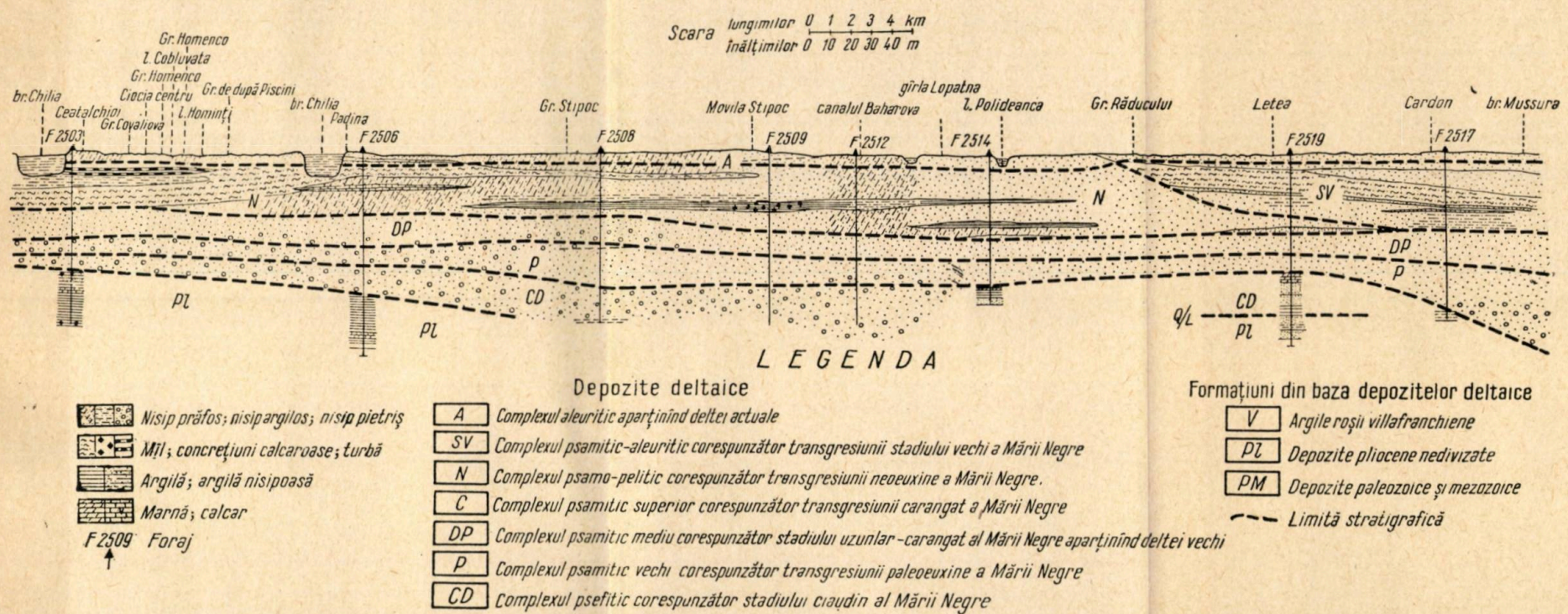
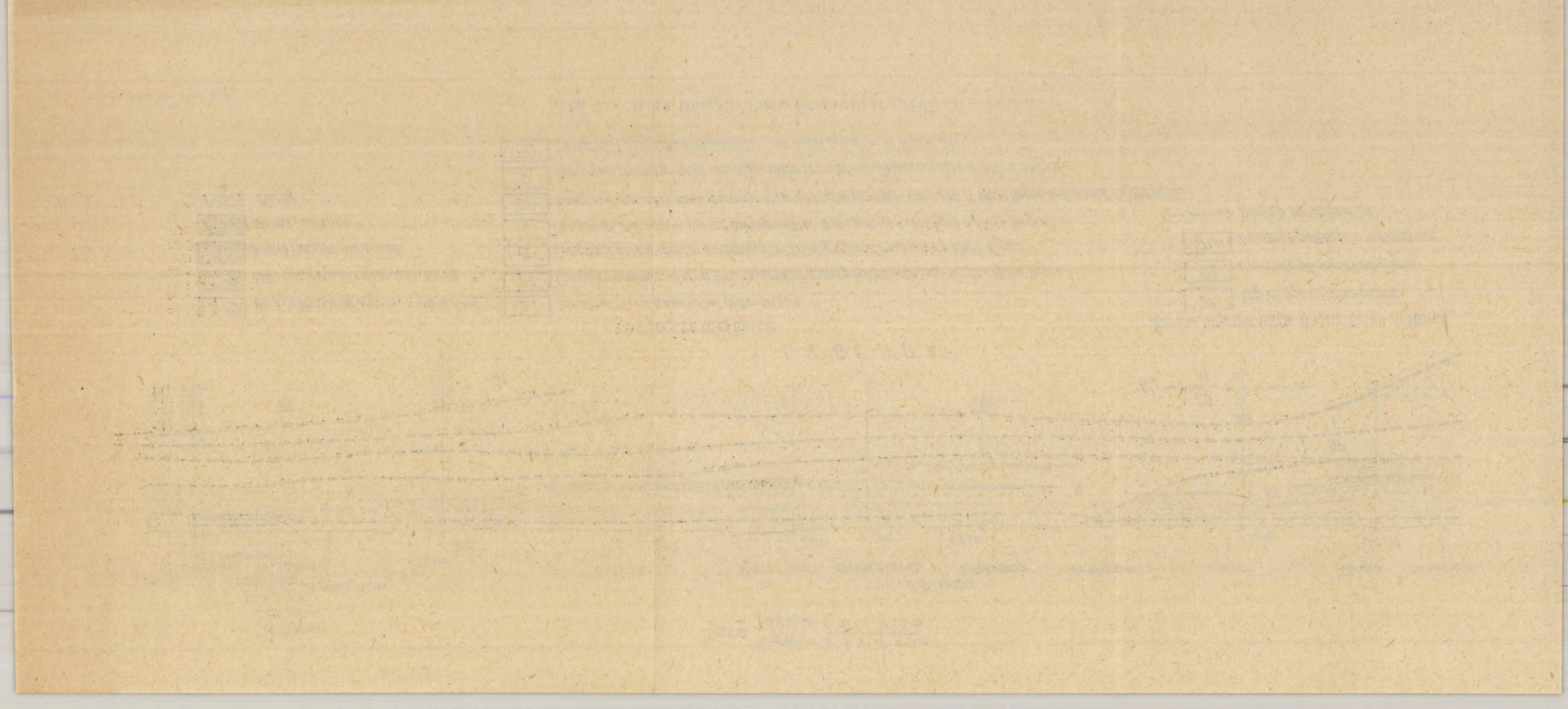


Fig. 2. — Delta Dunării. Profil longitudinal Cetalchioi — Cardon.



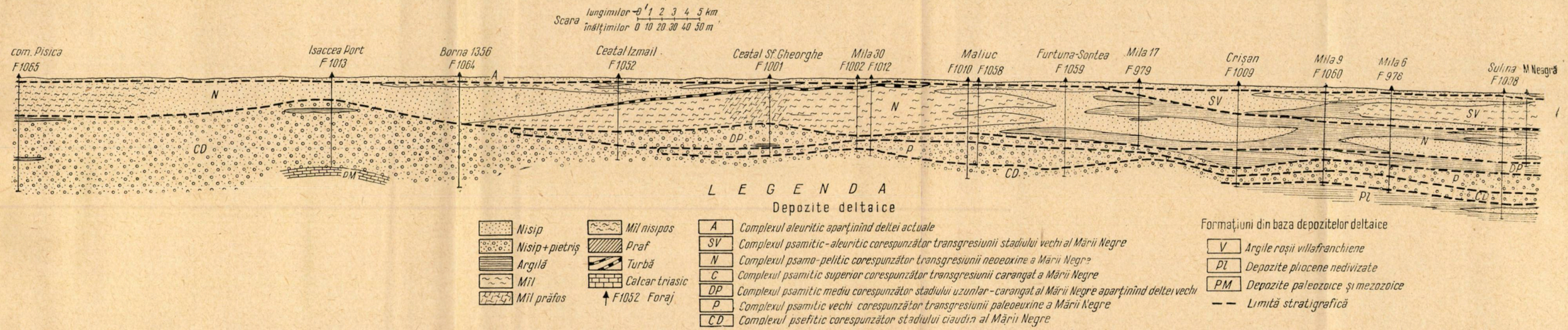


Fig. 3. — Profil de-a lungul Dunării și al brațului Sulina, între comuna Pisica și Sulina.

Tabelul nr. 1

Paralelizarea formaţiunilor din alcătuirea geologică a Deltei Dunării cu cele din ţinuturile învecinate

Teritoriul Deltei Dunării			Succesiunile stratigrafice din Depresiunea Valahă după E. Liteanu (1953)	Succesiunile stratigrafice din partea meridională a Depresiunii Moldoveneşti (U.R.S.S.) după K. V. Nikiforova şi L. I. Alexeeva (1960)	Complexele faunistice de mamifere fosile şi succesiunile stratigrafice din Cîmpia Rusă după V. I. Gromov (1957)	Succesiunile stratigrafice din bazinul Mării Negre	Succesiunile stratigrafice din bazinul Mării Mediterane
caracterizare litologică	caracterizare paleontologică	evoluţia teritoriului Deltei Dunării					
Complexul aleuritic	faună actuală	epoca deltei actuale	acumulările în luncile rîurilor actuale (holocen superior)	holocen	complexul actual	stadiul actual	flandrian
	faună actuală + *Corbicula fluminalis*						
Complexul psamitic-aleuritic	*Mytilus galloprovincialis* *Rissoa splendida* *Venus gallina* *Nassa reticulata*	transgresiunea stadiului vechi al Mării Negre	depozite loessoide tinere şi acumulările teraselor inferioare (holocen inferior)			stadiul vechi al Mării Negre	
Complexul psamo-pelitic	*Micromelania caspia* *Monodacna colorata* *Hydrobia ventrosa* *Dreissena rostriformis*	transgresiunea neoeuxină	depozite loessoide mijlocii (würmian)	complex loessoid cu *Elephas primigenius*	complexul paleolitic superior tînăr	neoeuxin	tyrrhenian II
Complexul psamitic superior	*Tapes calverti* *Scrobicularia plana* *Cardita* sp.	transgresiunea carangat	depozite loessoide vechi (riss-würmian)			carangat	
Complexul psamitic mediu	*Corbicula fluminalis* *Lymnaea stagnalis* *Viviparus contectus*	epoca Deltei Dunării vechi	nisipuri de Mostiştea (rissian)	argile roşii loessoide	complexul paleolitic superior vechi	uzunlar	tyrrhenian I
Complexul psamitic inferior	*Didacna pontocaspia* *Adacna plicata relicta* *Monodacna pontica* *Corbicula fluminalis* *Viviparus diluvianis*	transgresiunea paleoeuxină	complexul marnos (mindelrissian)	strate de Babele	complexul Hazar	paleoeuxin	milazzian sicilian
			complexul marnos (mindelian)		complexul Tiraspol		
Complexul psefitic	*Corbicula fluminalis* *Theodoxus danubialis* *Viviparus diluvianus*	epoca depunerii conului de dejecţie al Dunării	strate de Frăţeşti (saint-prestian)	orizont cu *Unio sturi*	complexul Taman	ciaudin	calabrian
				argile roşii			
Complexul argilelor roşii	steril	epoca fluviatilă tînără a Paleodunării	pietrişuri de Cîndeşti (villafranchian)	argile şi nisipuri cu *Mastodon arvernensis* şi *Elephas meridionalis*	complexul Haprov	gurian	
Complexul pelitic-psamitic	*Viviparus bifarcinatus* *Unio procumbens* *Unio lenticularis*	epoca lacustră fluviatilă a Paleodunării	levantin (astian)	strate de Porat	pliocen	kuialnic	astian

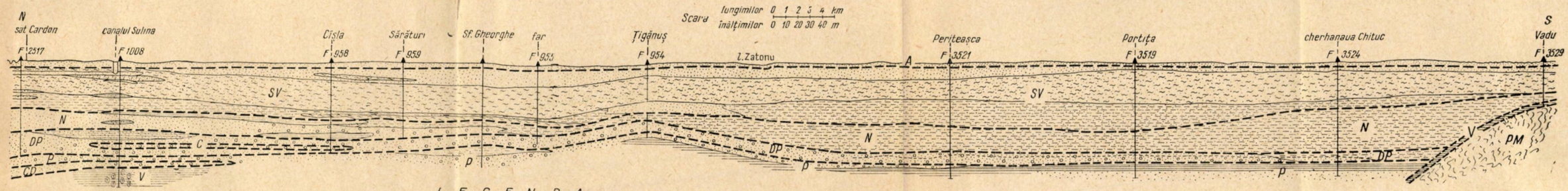


Fig. 4. — Profil transversal de-a lungul litoralului între Cardon şi Vadu.

i) Ne exprimăm părerea că transgresiunile și regresiunile Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării, trebuie să fie puse în legătură cu variația ritmului de subsidență din acel teritoriu.

S-ar părea că în subactual a avut totuși loc o ușoară ridicare a litoralului aparținînd Dobrogei de nord.

În acest sens pledează linia de țărm cu altitudine relativă de circa 6 m, constatată de noi pe insula Bisericuța, din lacul Razelm, unde s-a întîlnit o mică plajă conținînd moluște fosile, care caracterizează stadiul vechi al Mării Negre. Această linie de țărm ar corespunde eventual nivelului terasei Nisa.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ТРАНСГРЕССИИ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ТЕРРИТОРИИ ДУНАЙСКОЙ ДЕЛЬТЫ

РЕЗЮМЕ

На основании данных, полученных при бурении свыше 100 скважин, авторы устанавливают следующий стратиграфический разрез на территории Дунайской дельты:

а) красные виллафранские глины перекрываются отложениями конуса выноса, сложенного в основном галечниками, отложившимися в Сэн-Престиане;

б) в палеоэвксинской стадии имела место первая трансгрессия Черного моря, с отложением нижнего псаммитового комплекса, соответствующего слоям Бабеле;

в) в узунларской и карангатской стадиях протекало образование первой Дунайской дельты с отложением среднего псаммитового комплекса. В карангатской же стадии имела место еще одна трансгрессия, ограничивающаяся восточной оконечностью современной дельты;

г) в неоэвксинской стадии развилась третья трансгрессия Черного моря с отложением псаммито-пелитового комплекса;

д) в древней стадии Черного Моря появилась вторая дельта Дуная, причем отложился псаммито-алевритовый комплекс.

Одновременно, в прилегающих к морскому побережью зонах развивалась последняя трансгрессия Черного моря;

е) для современной дельты характерно развитие алевритового комплекса, являющегося продолжением к востоку дельты, расположенной в древней стадии Черного моря.

Присутствие вышеперечисленных литологических комплексов, образовавшихся в течение различных стадий, начиная с чаудинской и кончая современной, указывает на непрерывное опускание территории дельты. Одновременно, в указанном стратиграфическом интервале устанавливается отсутствие отрицательных колебаний уровня

Черного моря, которые повели бы к размыву вышеуказанных литологических комплексов.

Возможные положительные колебания уровня Черного моря, связанные с приливом вод Средиземного моря, остаются под вопросом.

Авторы полагают, что трансгрессии и регрессии Черного моря на территории Дунайской дельты объясняются неравномерным характером движений опускания территории.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Карта четвертичных трансгрессий Черного моря на территории Дунайской дельты и прилегающих площадей.

Рис. 2. — Дунайская дельта. Продольный разрез на участке Четалкиой-Кардон.

Рис. 3. — Разрез, проходящий вдоль Дуная и Сулинского рукава по линии с. Писика—Сулина.

Рис. 4. — Поперечный разрез вдоль морского побережья на участке между Кардоном и Ваду.

LES TRANSGRESSIONS DU TERRITOIRE DU DELTA DU DANUBE PAR LA MER NOIRE AU QUATERNAIRE

RÉSUMÉ

Fondés sur les données fournies par un ensemble de plus de 100 forages, les auteurs ont établi, pour le territoire du delta du Danube, les successions stratigraphiques suivantes :

a) Par-dessus un fondement d'argiles rouges villafranchiennes, s'est déposé, au Saint-Prestien, un cône de déjection étendu, où prédomine le gravier.

b) Au stade paléo-euxinien de la mer Noire, une première transgression a eu lieu, durant laquelle s'est déposé le complexe psammitique inférieur, équivalent des couches de Babele.

c) Le premier delta du Danube s'est installé aux stades Uzunlar et Carangat en même temps que le dépôt du complexe psammitique moyen. Toutefois c'est au stade carangat qu'eut lieu la transgression de la mer Noire, dont l'étendue se limitait à l'extrémité orientale du delta actuel.

d) La troisième transgression de la mer Noire et la sédimentation d'un complexe psammo-pélitique se placent au stade néo-euxinien.

e) A l'époque du stade ancien de la mer Noire, le deuxième delta du Danube est apparu, en même temps que le dépôt d'un complexe psammitique-aleurolithique.

En outre, les zones limitrophes du littoral ont connu la dernière transgression de la mer Noire.

f) Le complexe aleurolithique caractérise les dépôts du delta actuel et représente l'extension vers l'est du delta formé durant le stade ancien de la mer Noire.

L'existence des complexes lithologiques mentionnés, appartenant aux stades de la mer Noire depuis le Ciaudien jusqu'à l'actuel, prouve que le territoire du delta a été affecté par une activité de subsidence ininterrompue. Il en ressort également que, dans cet intervalle stratigraphique, il n'y a pas eu d'oscillations négatives du niveau de la mer Noire, qui auraient entraîné l'érosion et, en conséquence, la suppression des complexes lithologiques en question.

D'éventuelles oscillations positives du niveau de la mer Noire, en corrélation avec l'afflux des eaux de la Méditerranée, sont problématiques.

Les auteurs estiment que les transgressions et régressions de la mer Noire, sur le territoire du delta du Danube, doivent être rapportées à la variation du rythme de subsidence de ce territoire.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte des transgressions quaternaires de la mer Noire sur les territoires du delta du Danube et les territoires limitrophes.

Fig. 2. — Delta du Danube. Profil longitudinal Cetalchioi — Cardon.

Fig. 3. — Profil le long du Danube et du bras de Sulina ; commune de Pisica — Sulina.

Fig. 4. — Profil transversal le long du littoral entre Cardon et Vadu.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV N. D., *Die Schichten von Cap Tschauda*, Ann. K. K. Nat. Histor. Hofmuseum, 1890, **5**.
2. ANTIPA GR., *Das Überschwemmungsgebiet der unteren Donau*, Inst. geol. Rom., 1910, **IV**.
3. — *Marea Neagră*, Acad. Rom., Publ. Fond. „V. Adamachi", 1941, **I**, *60*.
4. АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д. и СТРАХОВ Н. М., *Современные отложения Черного моря*, Москва, 1931.
5. — *Геологическое строение и развитие Черного моря*, Изд. Акад. Наук СССР, Москва, 1938.
6. BRĂTESCU C., *Delta Dunării. Geneza şi evoluţia sa morfologică şi cronologică*, Bul. Soc. rom. de geogr., 1924, **42**.
7. CVIJIC S., *Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores*, Erghft. Nr. 160 zu Pet. Mitt. Gotha, 1908.
8. ФЕДОРОВ П. В., *Стратиграфия четвертичных отложений Понто-Каспия*, Хронология и климаты четвертичного периода, 1960, *4*.
9. GROSSU Al. V., *Contribuţiuni la studiul moluştelor din delţă şi bazinul Dunării inferioare*, Bul. Inst. cercet. pisc., 1956, *1*.
10. GRIGOROVICI-BEREZOVSKI N. A., *Die Pliocän- und Postpliocän-Ablagerungen in Süd-Bessarabien*, Méd. Soc. Nat. de Russie, 1905, *28*.
11. HOMENKO J., *La découverte de la faune roussillonienne et autres résultats des observations géologiques opérées dans la Bessarabie méridionale*, Trav. Soc. Nat. de Bessarabie, 1917, *6*.
12. КЛЕНОВА М. В., *Геология моря*, Учпедгиз, Москва, 1948.
13. LITEANU E., *Geologia şi hidrogeologia ţinutului dunărean dintre Argeş şi Ialomiţa*, Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1956, *4*.
14. — *Raionarea apelor de adîncime din Cîmpia Romînă orientală*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, 1956, I, *1—2*.

15. ЛИТЯНУ Е., *Карта четвертичных отложений внекарпатской части РНР*, Акад. Наук СССР, Бюлл. Ком. Изучен. Четв. Пер., 1959, *23*.
16. LITEANU E., *Limita Cuaternar-Terţiar din Depresiunea Valahă*, Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
17. LITEANU E. şi CONSTANTINESCU V., *Cercetări hidrogeologice în regiunea de cîmpie dintre rîul Teleajen şi valea Sărata*, Stud. şi cercet. geol. , 1961, **VI**, *1*.
18. LITEANU E., BANDRABUR T. şi BALTAC G., *Corbicula fluminalis Müll. în holocenul din bazinul inferior al Dunării*, Comunicările Acad. R.P.R., 1961, **XI**, *1*.
19. MACAROVICI N., *Recherches géologiques et paléontologiques...*, Ann. Sci. de l'Univ. de Jassy, 1940, **2**, *26*.
20. MARTONNE E. De, *La Valachie*, Paris, 1902.
21. MICHAILOVSKI G., *Limane des Donaudeltas*, Ann. de l'Univ. Jurew (Dorpat), 1906.
22. MURATOV M. V., *Istoria bazinului Mării Negre în legătură cu dezvoltarea regiunilor înconjurătoare*, An. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1952, *7*.
23. MURGOCI G. M., *Opere alese*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1958.
24. MIRCINK G. F., *La corrélation entre les dépôts correspondants du Caucase et de la Dépression ponto-caspienne*, Мат. по четв. пер. СССР, Москва, 1936.
25. НЕВЕССКАЯ Л. А., *Донные комплексы моллюсков верхнечетвертичных отложений прибрежной области Черного моря*, Труды Океаногр. Ком., Москва, 1960, IV.
26. НИКИФОРОВА К. В. и АЛЕКСЕЕВА Л. И., *О границе третичной и четвертичной систем по данным фауны млекопитающих*, Труды Геол. Ин-та АН СССР, сер. геол., 1959, *32*.
27. PAVLOV A. P., *Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale*, Mém. Sect.Géol., Moscou, 1925, *5*.
28. PFANNENSTIEL M., *Die Quartärgeschichte des Donaudeltas*, Bonner Geogr. Abhand., Bonn, 1950.
29. POPESCU-VOITEŞTI I., *Sur la présence des galets de roches porphyriques à quartz dans les graviers continentaux du Lévantin supérieur — Quaternaire inférieur de l'Olténie occidentale*, C.R. Inst. Sci. Roum., 1940, **I—IV**, *3—4*.
30. PRICĂJAN A., *Cercetări hidrogeologice în interfluviul Buzău-Ialomiţa*, Stud. tehn. şi econ., seria E, Hidrogeologie, 1960, *5*.
31. SEVASTOS R., *Observations sur le défilé des Portes-de-Fer et sur le cours inférieur du Danube*, Bull. Soc. Géol. de France, 1904, seria a 4-a, *4*.
32. VÎLSAN G., *Nouvelle hypothèse sur le Delta du Danube*, C.R. du Congrès Intern. de Géogr., Varşovia, 1934.
33. WENZ W., *Die Molusken des Pliozäns des rumänischen Erdölgebietes*, Senckenbergiana, 1942, *24*.

DATE PRELIMINARE ASUPRA TEMPERATURII DE FORMARE A CUARȚULUI DIN ZĂCĂMÎNTUL HIDROTERMAL DE LA SĂSAR (BAIA-MARE)

DE

M. SAVUL

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.P.R.

și V. POMÎRLEANU

Comunicare prezentată în sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie din 29—31 mai 1961

Între cercetările noi legate de geneza zăcămintelor hidrotermale de minereuri sînt și acelea care au drept scop determinarea temperaturii de formare a diverselor părți din zăcămînt.

În lucrări anterioare autorii au dezvoltat metoda determinării temperaturii de formare a cuarțului prin omogenizarea incluziunilor fluide utilizînd reprezentări statistice.

O serie dintre aceste lucrări au avut ca obiect de studiu unele zăcăminte hidrotermale mai importante din bazinul minier Baia-Mare cum sînt : Herja (2), Baia-Sprie (6), (7) și Nistru (3). În lucrarea de față autorii se ocupă, în continuare, de zăcămîntul auro-argintifer de la Săsar, actualmente unul dintre zăcămintele cărora li se acordă o deosebită atenție.

Zăcămîntul de la Săsar este de natură hidrotermală, legat de erupții vulcanice terțiare, constituite din dacite, riolite și andezite. Acest zăcămînt este format dintr-un număr mare de filoane (circa 40—50).

Caracteristicile acestui zăcămînt au fost studiate recent de către N. Petrulian, L. Steclaci și Fl. Oroveanu (1). Din complexul filonian de la Săsar, acești autori au ales pentru studii filoanele X și XXV care sînt cele mai importante. Aceste filoane sînt localizate într-un masiv de andezit cu cuarț care a suferit transformări sub acțiunea soluțiilor hidrotermale.

Autorii citați au identificat în cuprinsul zăcămîntului următoarele minerale metalifere : blendă, galenă, calcopirită, pirită, stibină, jamesonit, aur, proustit, polybasit, pyrargyrit, argentit, stephanit, elektrum și ar-

gint nativ. Ca minerale de gangă apar : cuarţ, calcedonie, opal, radocrozit siderit şi caolin.

Concluzia la care au ajuns aceşti autori este că zăcămîntul de la Săsar este format pe seama soluţiilor hidrotermale la adîncimi mici (epitermale), sub condiţii termodinamice specifice. Soluţiile hidrotermale, în cea mai mare parte, sînt de natură magmatică.

La Săsar a existat o primă fază de mineralizare în care s-a depus bioxidul de siliciu, pirita, blenda, calcopirita şi aurul din soluţii coloidale. În continuare, soluţiile pierzînd caracteristicile lor coloidale au început să depună galenă şi să substituie mineralele metalice depuse anterior. În faza a doua s-au depus carbonaţi în asociaţie cu mineralele argentifere.

După cum se vede, zăcămîntul de la Săsar se deosebeşte cu mult de alte zăcăminte din regiunea Baia-Mare, între altele şi prin prezenţa a mai multor forme de bioxid de siliciu, şi anume : cuarţ, cuarţ ametist, calcedonie şi opal.

Pentru caracterizarea zăcămîntului am luat în cercetare aceleaşi filoane X şi XXV Sofia. Contribuţia noastră se referă numai la partea geotermometrică a acestor filoane, deoarece problemele în ceea ce priveşte parageneza şi succesiunea mineralelor, precum şi compoziţia chimică a minereurilor au fost studiate recent de către N. Petrulian, L. Steclaci şi Fl. Oroveanu (1).

Recoltarea probelor de cuarţ, cuarţ ametist, calcedonie şi opal s-a făcut pe orizonturi. Temperaturile de omogenizare au fost determinate cu ajutorul aparatului descris de V. Pomîrleanu (4), precum şi prin aparatul construit de noi cu încălzire în aer.

La cristalele de cuarţ şi cuarţ ametist determinările n-au întîmpinat greutăţi deosebite prin faptul că incluziunile de dimensiuni normale se găseau în cantităţi suficiente. În calcedonie şi opal nu s-au putut face determinări, deoarece nu s-au evidenţiat incluziuni.

Rezultatele experimentale sînt expuse mai jos pe filoane.

1. FILONUL X SOFIA

La acest filon s-a putut lua un număr mai redus de probe în comparaţie cu cel de la filonul XXV. Unele dintre aceste probe sînt constituite din cristale de cuarţ comun, altele din cristale de cuarţ ametist şi o mică parte din calcedonie sau amestec de calcedonie cu ametist.

În cuprinsul acestui filon cuarţul ametist este mai frecvent decît în filonul XXV Sofia.

Avînd în vedere numărul redus de probe, rezultatele referitoare la acest filon, prezentate în tabelul nr. 1, au un caracter informativ.

În acest tabel se observă că limitele temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ sînt foarte apropiate, în cazul a mai multor probe de la acelaşi orizont (de exemplu în cazul probelor 390, 391 şi 392 de la orizontul 137).

La acest filon, după cum rezultă din tabel, au fost obţinute 171 de date experimentale cu ajutorul cărora s-a construit diagrama din

figura 1, în care sînt reprezentate curbele de frecvență ale temperaturilor de la cele trei orizonturi cercetate.

Tabelul nr. 1

Orizontul	Proba	Nr. determinări	Media aritmetică °C	Limitele			Maximul de frecvență °C	Forma de prezentare a SiO_2
				inferioare °C	superioare °C	diferența °C		
237	366 (1)	34	211,3	186	243	57		ametist
	367 (1)	10	216,6	186	239	53		ametist
Total		44	212,5	186	243	57	215—220	
187	278 (1)	16	216,5	196	245	49		
	378 (2)	10	209,1	202	221	19		
	378 (3)	20	207,2	184	250	66		
Total		46	210,8	184	250	66	200—205	ametist
137	390 (1)	54	223,8	217	233	16		cuarț
	391 (1,2)	13	227,3	218	243	25		ametist
	392 (1,2)	14	224,5	212	233	21		ametist
Total		81	224,5	212	243	31	225—230	

Analizînd aceste curbe observăm că maximele de frecvență pentru orizonturile 237 și 137 arată că temperatura a scăzut în mod normal cu

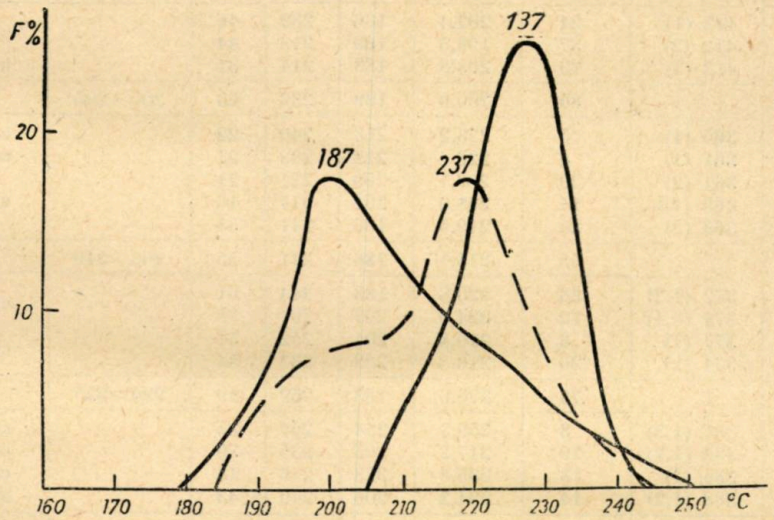


Fig. 1. — Curbele de frecvență ale temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarț de la trei orizonturi aparținînd filonului X Sofia.

altitudinea, după un gradient de temperatură de 10°/100 m, calculat în funcție de maximul de frecvență, și de 12°/100 m, după temperatura medie.

Curba de frecvență pentru orizontul 187 prezintă un caz particular al unei probe în care se văd alternanțe de cuarț ametist cu calcedonie. Maximul de frecvență, limitele și media aritmetică ale temperaturilor nu se încadrează în mod normal cu ale celor două orizonturi extreme.

2. FILONUL XXV SOFIA

Din cele 8 orizonturi la care se află deschis acest filon, am putut obține date experimentale pe probele culese de la 6 orizonturi. Aceste date sînt înscrise în tabelul nr. 2.

Tabelul nr. 2

Orizontul	Proba	Nr. determinări	Media aritmetică °C	Limitele			Maximul de frecvență °C	Forma de prezentare a SiO_2
				inferioare °C	superioare °C	diferența °C		
359	408 (1)	59	209,5	167	228	61		
	408 (2)	20	214,4	198	226	28		cuarț
Total		79	210,7	167	228	61	215—220	
322	411 (1)	27	223,0	178	241	63		
	411 (2)	7	221,8	212	236	24		
	411 (3)	8	206,8	178	226	48		ametist
Total		42	219,7	178	241	63	220—225	
290	412 (1)	24	202,4	186	232	46		
	412 (2)	37	196,5	169	213	44		
	412 (3)	19	203,8	183	214	31		ametist
Total		80	200,0	169	232	63	200—205	
237	360 (1)	5	226,2	218	240	22		cuarț
	361 (1)	4	226	212	233	21		cuarț
	361 (2)	20	209,1	200	221	21		
	363 (1)	14	208,9	201	217	16		ametist
	363 (2)	25	219,5	186	241	55		
Total		68	215,1	186	241	55	205—210	
187	372 (1,2)	33	220,8	183	244	61		cuarț
	372 (3,4)	12	224,0	207	237	30		
	374 (1)	8	219,8	201	252	51		cuarț
	374 (2)	20	218,8	203	237	34		
Total		73	220,6	183	252	69	220—225	
137	381 (1,2)	8	259,5	244	269	25		cuarț
	383 (1,2)	10	217,2	205	235	30		cuarț
	384 (1)	13	235,3	228	246	18		cuarț
	388 (1,2)	14	224,2	206	249	43		ametist
Total		45	232,2	205	269	54	230—235	

Datele de amănunt sînt exprimate în curbele de frecvență rezultate prin reducerea histogramelor la 100 de cazuri (fig. 2).

Din diagramă se constată că pentru un același orizont apare cîte o curbă de frecvență cu un maxim bine pronunțat.

Se recunoaşte apoi că limitele de distribuţie ale temperaturilor de omogenizare sînt destul de largi, atingînd 165—269°. Acest fapt arată o continuitate de cristalizare şi corespunde concluziilor la care au ajuns prof. N. Petrulian şi colaboratori, şi anume că bioxidul de siliciu s-a depus într-o singură fază de mineralizare.

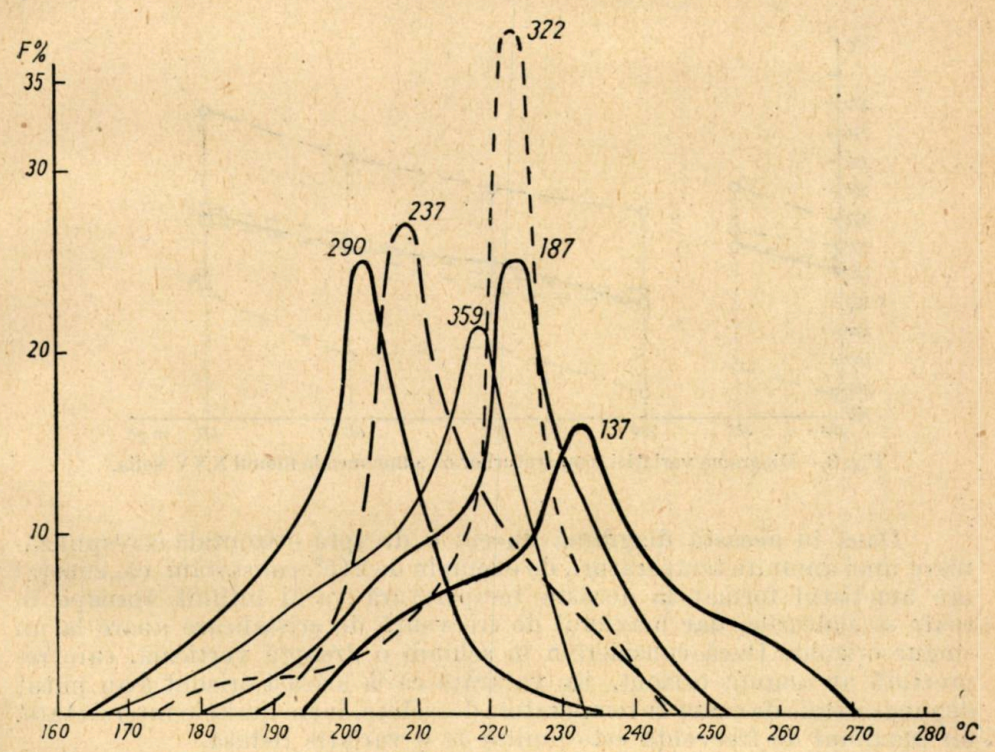


Fig. 2. — Curbele de frecvenţă ale temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ şi cuarţ ametist de la diverse orizonturi, filonul XXV Sofia, zăcămîntul de la Săsar.

Se mai constată că variaţiile de temperatură, la diverse orizonturi, se suprapun în cea mai mare parte. Totuşi maximele de frecvenţă variază de la orizont la orizont. Astfel, între orizonturile 137, 187, 237 şi 290 există o succesiune a maximelor de frecvenţă de temperaturi şi anume, orizontul inferior 137 are maximul de frecvenţă mult mai ridicat (de 230—235°) faţă de orizontul 290 care are maximul de frecvenţă cuprins între 200 şi 205°.

În afara acestei regularităţi apar orizonturile superioare 322 şi 359, la care temperaturile cu maximul de frecvenţă în loc să scadă faţă de orizontul 290 se ridică. Totuşi, din compararea celor două orizonturi rezultă că primul (adică 322) are maximul de frecvenţă la o temperatură ceva mai ridicată.

Această abatere poate fi explicată în diverse feluri, de exemplu : printr-o fractură de încrucişare sau printr-un spaţiu de circulaţie mai liber a soluţiilor din adîncime.

O altă exprimare a datelor experimentale, sintetizate pe orizonturi, este aceea reprezentată în diagrama din figura 3.

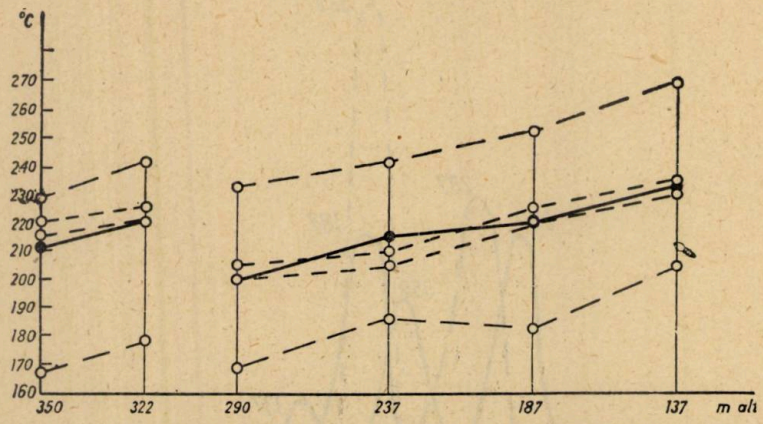


Fig. 3. — Diagrama variaţiei temperaturilor cu adîncimea la filonul XXV Sofia.

Dacă în această diagramă ducem o dreaptă orizontală corespunzătoare unei anumite temperaturi, de exemplu de 215°, constatăm că, cuarţul sau ametistul format la această temperatură va fi întîlnit aproape în toate orizonturile, dar maximul de frecvenţă de cristalizare apare la un singur orizont. Dacă considerăm în schimb o dreaptă verticală, care reprezintă un anumit orizont, ea va arăta că la acelaşi orizont s-au putut depune cristale de cuarţ la temperaturi deosebite, între limitele intersectate, iar maximul de frecvenţă este limitat la o variaţie redusă.

Aceleaşi fapte reies şi din observarea diagramei cu curbe de frecvenţă (fig. 2).

Din datele experimentale, obţinute pentru diverse orizonturi şi care sînt reprezentate în tabelul nr. 2, se poate calcula gradientul sau treapta geotermică a soluţiilor hidrotermale. Acest calcul putem să-l facem, ca şi la filonul X, după valorile medii sau după maximul de frecvenţă a temperaturilor.

Dacă se ia în considerare prima serie de orizonturi — 137 şi 290 — rezultă că la o diferenţă de nivel de 153 m corespunde o diferenţă de temperatură, pentru maximul de frecvenţă, de 30°, deci gradientul geotermic al soluţiilor este de 19°/100 m, iar pentru temperatura medie corespunde un gradient de 21°/100 m.

În paralel pentru orizonturile 322 şi 359 corespunde un gradient geotermic de 13°/100 m, calculat după maximul de frecvenţă şi de 24°/100 m, calculat după temperatura medie.

În tabelul nr. 3 sînt înscrise valorile gradienților geotermici ai soluțiilor hidrotermale calculate pentru zăcămintele de la Baia-Sprie și Săsar.

După cum am arătat cu ocazia studiului zăcămîntului de la Baia-Sprie, acest gradient mare arată că masa eruptivă care a generat soluțiile hidrotermale a fost de adîncime mică.

Tabelul nr. 3

Zăcămîntul	Filonul	Gradientul geotermic (°C/100 m)	
		după maximul de frecvență	după temperatura medie
Baia-Sprie	principal	19,18	15,6
Săsar	X Sofia	10	12
	XXV Sofia	19	21

CONCLUZII

Din examinarea a două din cele mai importante filoane cuprinse în perimetrul zăcămîntului de la Săsar se constată că temperaturile de formare a cristalelor de cuarț și a cristalelor de ametist au variat în limite largi în cuprinsul aceluiași orizont și că parțial temperaturile se repetă la diverse orizonturi.

În mod statistic se recunoaște că la fiecare orizont există un maxim de frecvență al temperaturilor ale cărui valori variază în mod normal de la temperaturi mai ridicate la altele mai scăzute spre orizonturile superioare. În același timp se recunoaște că, o dată cu variația maximelor de frecvență, există și o distribuție paralelă a limitelor de variație de temperatură a orizonturilor succesive (fig. 2). De asemenea se constată o distribuție regulată a valorilor medii de temperatură pe orizonturi.

Această regularitate, pe care o constatăm la zăcămîntul de la Săsar și care a fost semnalată și la alte zăcăminte hidrotermale, este o dovadă a valabilității aplicării metodei de cercetare pe cale statistică în geotermometrie.

Se constată că în cuprinsul aceluiași filon, în cazul de față al filonului XXV Sofia, se găsesc două orizonturi superioare la care temperaturile respective se succed în mod normal scăzînd invers cu altitudinea, dar curbele de frecvență (fig. 2) și cele de variație (fig. 3) arată că aceste părți ale filonului nu corespund în ceea ce privește continuitatea cu celelalte orizonturi. Acest lucru este un exemplu cum metoda de analiză paleogeotermometrică poate indica faptul că porțiunea corespunzătoare celor două orizonturi superioare s-a format în alte condiții locale decît porțiunea inferioară și că se poate pune întrebarea dacă soluțiile termale n-au ajuns pe altă cale, de exemplu prin încrucișări de crăpături sau chiar printr-o crăpătură separată. Cercetările locale ulterioare urmează să clarifice această situație anormală.

Din diagrama figurii 3 se recunoaște că, dacă luăm în considerație variația paragenezei în funcție de temperatură, vom putea întîlni variații

de parageneză la acelaşi orizont şi unele asemănări de parageneză la orizonturi deosebite.

Gradientul geotermic pentru filonul XXV Sofia corespunde gradientului calculat pentru zăcămîntul Baia-Sprie. Acest fapt ar putea indica o masă magmatică generatoare a soluţiilor hidrotermale care se găseşte la o adîncime relativ mică.

Din compararea curbelor de frecvenţă a temperaturilor, pentru cele două filoane cercetate, se constată că pentru aceeaşi altitudine temperaturile cu maximul de frecvenţă sînt deosebite şi chiar gradientul geotermic al soluţiilor variază de la un filon la altul.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ТЕМПЕРАТУРЕ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦА НА ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СЭСАР (БАЯ-МАРЕ)

РЕЗЮМЕ

В результате палеогеотермометрических определений, частично проведенных на месторождении Сэсар, устанавливается диапазон вариации температуры образования кварца на одном и том же горизонте с единым максимумом частоты повторяемости температур.

От одного горизонта к другому отмечается нормальное отклонение вариационных кривых с постоянным падением температуры на верхних горизонтах; на основании полученных данных устанавливается геотермический градиент рудных растворов.

В жиле XXV отмечается анормальное повышение температуры на последних двух верхних горизонтах, что указывает на изменение характера минерализации на соответствующем участке.

На одном и том же горизонте температура варьирует от одной жилы до другой.

Статистический метод, впервые примененный авторами, дает возможность произвести палеогеотермическое исследование жильных месторождений, дающее указания о механизме образования жил.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Кривые вариации температур гомогенизации жидких включений в кристаллах кварца на трех горизонтах жилы X — София.

Рис. 2. — Кривые вариации температур гомогенизации жидких включений в кристаллах кварца и аметиста на различных горизонтах жилы XXV—София, месторождение Сэсар.

Рис. 3. — Диаграмма вариации температур на глубине, жила XXV—София.

DONNÉES PRÉLIMINAIRES SUR LA TEMPÉRATURE DE FORMATION DU QUARTZ DANS LE GISEMENT HYDROTHERMAL DE SĂSAR (BAIA-MARE)

RÉSUMÉ

Les déterminations paléo-géothermométriques, portant sur une partie du gisement de Săsar, ont montré que la température de formation du quartz a varié, dans cet horizon, entre certaines limites et n'a présenté q'un seul maximum de fréquence.

Dans les horizons successifs, on constate un décalage normal des courbes de fréquence, avec des températures plus réduites vers les horizons supérieurs, ce qui a permis de calculer le gradient géothermique des solutions minéralisantes.

Le filon XXV révèle une anomalie, se manifestant par l'apparition de températures plus élevées dans les deux derniers horizons supérieurs, ce qui prouve une minéralisation différente dans cette portion, après laquelle le gradient normal persiste.

Pour les divers filons du même horizon, les températures sont différentes.

La méthode statistique, appliquée pour la première fois par les auteurs, permet une analyse paléo-géothermométrique des gisements filoniens, fournissant des indications sur le mécanisme de remplissage des filons au cours des temps et dans l'espace.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Courbes de fréquence des températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans les cristaux de quartz, pour trois horizons appartenant au filon X Sofia.

Fig. 2. — Courbes de fréquence des températures d'homogénéisation des inclusions fluides dans les cristaux de quartz et de quartz améthyste, pour divers horizons du filon XXV Sofia ; gisement de Săsar.

Fig. 3. — Diagramme de variation des températures, en fonction de la profondeur, dans le filon XXV Sofia.

BIBLIOGRAFIE

1. PETRULIAN N., STECLACI L. u. OROVEANU FL., *Mineralogische und geochemische Untersuchungen über die Vererzung von Săsar (Baia-Mare)*, Rev. de Géol. et de Géogr., 1960, **IV**, *2*.
2. POMÎRLEANU V., *Cercetări experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuarț din zăcămîntul hidrotermal de la Herja (reg. Baia Mare)*, Bul. ştiinț. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, 3—*4*.

3. POMÎRLEANU V., *Cercetări geotermometrice asupra zăcămîntului metalifer din bazinul văii Nistrului (Baia Mare)*, Anal. ştiinţ. Univ. „Al. I. Cuza", seria şt. nat., 1961 (sub tipar).
4. — *Dispozitiv pentru determinarea temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide din minerale*, Anal. ştiinţ. Univ. „Al. I. Cuza", seria şt. nat., 1959, V.
5. САВУЛ М. А. и ПОМЫРЛЕАНУ В. В., *О статистическом методе определения температуры гомогенизации жидких включений*, Геохимия, 1958, *3*.
6. SAVUL M. u. POMÎRLEANU V., *Paläogeothermometrische Erforschungen in Bezug auf die Hydrothermalganglagerstätten von Baia Sprie (Felsőbánya) R.V.R.* Budapesta, 1960.
7. SAVUL M. şi POMÎRLEANU V., *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămîntului hidrotermal filonian de la Baia-Sprie*, Stud. şi cercet. geol., 1961, VI, *2*.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA TRANSFORMĂRILOR HIDROTERMALE ALE ROCILOR ANDEZITICE

DE

CONSTANTINA STANCIU

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 23 mai 1961

Problema modului în care reacționează rocile vulcanice sub influența circulației de soluții hidrotermale a fost în repetate rînduri examinată în ultima vreme, în vederea sesizării unei zonalități în desfășurarea acestui proces și deci a utilizării unor astfel de informații ca indice de prospectare a minereurilor (1), (2), (6), (14). Din acest punct de vedere rocile vulcanice din lanțul carpatic au fost examinate îndeosebi în R.S. Cehoslovacă și U.R.S.S. (2), (3), (6), (11). În țara noastră, pe lîngă tratarea mai sumară a acestor procese în unele lucrări (4), (12), abia în ultima vreme au fost executate cercetări, ale căror rezultate s-au dovedit a fi însă foarte interesante [1]) (5). Deoarece în acest moment activitatea de prospectare are nevoie de o bază teoretică care să includă și aceste aspecte, foarte multe cercetări au fost orientate în acest sens.

Cîteva observații în această problemă ne-au fost prilejuite de studiul andezitului cuarțifer de tip Barza [2]) din vechiul aparat vulcanic de la Neagra. Regiunea Breaza — Stănija din Munții Metaliferi, în care se găsește zona cercetată, se caracterizează printr-o accentuată omogenitate petrografică; în afara andezitului cuarțifer menționat apar, numai în măsură cu totul redusă, andezitul de tip Fața-Băii și riolitul de tip Băița.

★

Deoarece produsele de alterare hidrotermală apar în urma interacțiunii soluțiilor apoase de natură magmatică cu fazele solide preexistente,

---

[1]) I. Măldărescu și L. Bonea, *Asupra zonalității fenomenelor de alterare hidrotermală ce afectează vulcanitele din reg. Baia-Mare*, Consfătuirea geologilor din D.M.N., București, 1961 (manuscris).

[2]) Sistematizarea tipurilor de roci a fost preluată după T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (4).

particularitățile lor din punctul de vedere al compoziției și structurii depind, pe de o parte, de caracterul rocii inițiale iar, pe de altă parte, de compoziția și temperatura soluțiilor cu care roca primară reacționează (1), (2). Din acest motiv este evident că rezultatele prezentate în continuare nu reprezintă decît un aspect al variatelor forme pe care produsele de transformare ale rocilor vulcanice le pot îmbrăca.

Încercînd reconstituirea procesului de transformare hidrotermală a rocii în vecinătatea filoanelor, au fost urmărite modificările mineralogice succesive petrecute, de la aspectele cele mai proaspete ale rocii pînă la produsul final al activității metasomatice; acesta este, de altfel, criteriul principal care poate permite caracterizarea stadiilor intermediare de evoluție a rocii.

DESCRIEREA ROCII PROASPETE

Andezitul cuarțifer (tip Barza) este, în punctele cele mai îndepărtate de filon, o rocă de culoare neagră, cu fenocristalele puțin evidente, ca urmare a faptului că feldspații proaspeți sînt translucizi, iar cuarțul este foarte rar; macroscopic elementele melanocrate sînt greu vizibile.

Fenocristalele de plagioclaz prezintă, în mod obișnuit, structură zonară; în general aceasta este simplă, dar aspectele de recurență sînt destul de frecvente. Compoziția majorității cristalelor este cuprinsă între 37 și 45% An; părțile centrale mai bazice pot să ajungă la 55% An, cele mai periferice menținîndu-se numai la 35%An. Numeroși indivizi sînt străbătuți de crăpături neregulate. Cristalele cu dimensiuni mai reduse, superioare însă microlitelor, apar ca incluziuni în hornblendă.

Elementele melanocrate sînt reprezentate prin hornblendă verde și piroxeni, cea dintîi mult mai frecventă și mai larg dezvoltată. Hornblenda în stare proaspătă a fost rar întîlnită. În marea majoritate a cazurilor este transformată în biotit și înconjurată de o franjă de opacit; sînt caracteristice contururile rotunjite de resorbție magmatică.

După dimensiuni și după modul în care au fost substituite, cristalele de piroxeni pot fi grupate în două categorii (tabelul nr. 1): *a*) cristale cu dimensiuni inferioare celor de hornblendă, în întregime biotitizate; *b*) cristale cu dimensiuni și mai reduse transformate totdeauna într-un agregat microgranular de sfen, care ocupă partea centrală a cristalelor, marginea acestora fiind alcătuită din oxizi de culoare neagră. Această ultimă situație ne sugerează prezența inițială a unor augite titanifere în timp ce cristalele din prima categorie — conform cu alcătuirea mineralogică a rocii complet proaspete în alte zone — le considerăm, hipersten (4).

Cuarțul prezintă fenocristalele deseori crăpate, cu evidente contururi de coroziune.

Mineralele accesorii sînt granatul, apatitul și zirconul. Granatul apare rar în masa rocii, sub formă de granule de culoare roz, izotrope, străbătute de crăpături. Din cauza coroziunii magmatice, contururile sînt extrem de neregulate și înconjurate de o coroană alcătuită din cristale idiomorfe de plagioclaz. Apatitul prezintă cristale cu dimensiuni de 0,05/0,10 mm;

prismele de zircon au 0,01/0,10 mm. Ambele minerale apar atît în pastă cît și în fenocristalele de hornblendă.

Tabelul nr. 1

Compoziția mineralogică cantitativă și dimensiunile mineralelor

Componentul	Participarea (%)	Dimensiuni (mm)
Feldspat plagioclaz	25	0,20/0,30—0,70/1,00
Hornblendă verde (biotitizată)	16	0,20/0,75—0,50/1,50
Piroxen I biotitizat	4	0,20/0,40
II sfenizat	1,5	0,10/0,15
Cuarț	2,5	0,20/0,40—0,50/0,75
Granat	rari	0,60/0,60
Pastă	50	—

Pasta este feldspatică microgranulară. Uneori, din aglomerarea fenocristalelor iau naștere glomeroporfire cu dimensiuni de 1,50/3 mm.

Biotitul de culoare verde, în foițe bine dezvoltate, pseudomorfozează hornblenda și piroxenii. Este interesant de menționat, că, în timp ce în hornblendă orientarea optică a biotitului este conformă cu cea a cristalului pseudomorfozat, în piroxeni ea este modificată, totdeauna în același mod : Np biotit || Ng piroxen (fig. 3).

În afară de considerarea componenților mineralogici din care este alcătuită roca în cele mai proaspete aspecte ale sale, pentru a trage concluzii judicioase în ceea ce privește ordinea de cristalizare a mineralelor rezultate din reacțiile metasomatice și asupra modului în care se desfășoară acest proces de transformare, trebuie menționate și unele aspecte morfologice ale fenocristalelor. Pentru feldspații plagioclazi reținem contururile idiomorfe uneori slab rotunjite, structura zonară, precum și frecvența fisurilor ; pentru cristalele de hornblendă, contururile rotunjite de resorbție magmatică, direcțiile de clivaj, crăpăturile transversale și contururile hexagonale ale secțiunilor bazale. Din acest punct de vedere piroxenii se caracterizează prin contururile cristalelor perfect idiomorfe și octogonale în secțiuni bazale iar cristalele de cuarț prin contururi corodate și crăpături neregulate.

Acest mod de prezentare a andezitului cuarțifer reprezintă aspectul cel mai proaspăt care a putut fi întîlnit atît în deschideri naturale, cît și în lucrări miniere (transversala 1 Mai) ; este ceea ce vom înțelege în continuare prin „rocă proaspătă".

Andezitul complet proaspăt reprezintă, evident, o situație de echilibru termodinamic ; acesta este distrus în momentele de circulație a soluțiilor hidrotermale și, în asemenea noi condiții, roca se găsește într-o stare de metastabilitate în cursul căreia, progresiv, se trece însă la o nouă stare de echilibru. În situația de metastabilitate din punct de vedere termodinamic sistemul este deschis ; datorită aportului de elemente cu concentrații și potențiale chimice deosebite, mineralele suferă transformări din ce în ce mai complicate, pe măsura apropierii de filon. Aceasta este zona de

maximă transformare a andezitului în care, prin egalizarea diverselor potențiale chimice, ia naștere o nouă stare de echilibru (10).

★

În urma cercetării modului de transformare a andezitului cuarțifer au putut fi identificate tipurile de modificări enunțate mai jos.

a. *Propilitizarea* se manifestă, pe de o parte, prin cloritizarea și parțiala carbonatare a mineralelor melanocrate (anterior biotitizate) iar, pe de altă parte, prin înlocuirea parțială a fenocristalelor de plagioclaz cu calcit și sericit. Pasta andezitului este ușor cloritizată. Într-un singur loc, pe valea Țiganilor (Trîmpoele), propilitizarea s-a manifestat și prin substituția elementelor melanocrate cu epidot iar a cristalelor de plagioclaz prin albit și epidot.

b. *Cloritizarea* constă în apariția importantă a cloritului format fie prin substituirea feldspaților și a mineralelor melanocrate, fie prin precipitarea din soluțiile de circulație în cavitățile de dizolvare și în fisuri. Paralel cu dezvoltarea cloritului are loc și formarea carbonaților; parageneza clorit-carbonați caracterizează acest tip de transformare a rocii.

c. *Sericitizarea*, este cea mai frecventă transformare a andezitului; fenocristalele sînt în întregime substituite prin sericit și, în măsură mai redusă, prin muscovit și biotit. În pasta rocii, cavitățile de dizolvare sînt umplute exclusiv cu sericit.

d. *Sericitizare-silicifierea* reprezintă o evidentă suprapunere a unui proces de silicifiere peste un proces de sericitizare. Sericitul și cuarțul reprezintă principalele minerale de substituție a fenocristalelor, dar apar și ca produse precipitate din soluții.

e. *Carbonatarea* este caracterizată prin dezvoltarea preponderentă a calcitului și sideritului alături de sericit și clorit, care participă în măsură mai redusă la alcătuirea rocii.

ZONALITATEA PROCESULUI DE TRANSFORMARE HIDROTERMALĂ

Zonele de alterare hidrotermală sînt distribuite în regiune în sectoare orientate NV-SE, conform cu dispoziția fracturilor tectonice pe care au luat naștere filoanele.

Din cercetarea sistematică a paragenezelor mineralogice, pe care le pezintă diversele forme de transformare a andezitului, s-a constatat, că acestea sînt dispuse totdeauna față de căile principale de acces ale soluțiilor într-o anumită succesiune.

Tipurile de transformări enunțate mai sus (a, b, c, d, e) se pot asocia în mai multe moduri constituind cîteva serii bine individualizate.

		Zonă externă	*Zonă internă*
1.	Andezit netransformat	— propilitizat	— cloritizat
2.	,, ,,	— ,,	— sericitizat
2a.	,, ,,	— ,,	— sericitizat-silicifiat
2b.	,, ,,	— ,,	— sericitizat-carbonatat

Zona externă, reprezentată prin andezitul propilitizat, constituie o fază de tranziție de la roca proaspătă spre formele de intensă alterare din jurul filonului. Grosimea acestei zone este de ordinul a zeci de metri.

Zona internă este reprezentată în puține cazuri prin andezit cloritizat. Cel mai frecvent aspect al rocii în această zonă este sericitizarea. Datorită continuării proceselor de transformare se ajunge uneori la o

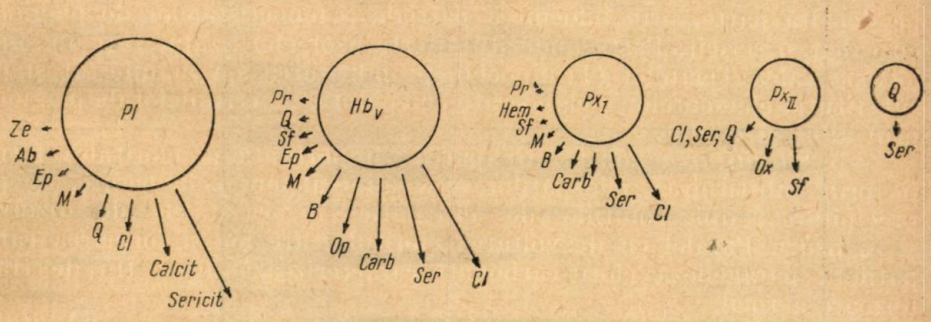


Fig. 1. — Produsele de substituție ale fenocristalelor din andezitul cuarțifer (modificat după Curec).

LEGENDA

Cercurile indică mineralele substituite:
Pl, plagioclaz; *Hbv*, hornblendă verde;
Px, piroxen; *Q*, cuarț.
Lungimea săgeților indică frecvența mineralelor de substituție:
Ab, albit; *B*, biotit; *Carb*, carbonați; *Cl*, clorit; *Ep*, epidot;
Hem, hematit; *M*, muscovit; *Op*, opacit; *Ox*, oxizi; *Pr*, pirită;
Q, cuarț; *Ser*, sericit; *Of*, sfen; *Ze*, zeoliți.
Raza cercurilor este proporțională cu frecvența fenocristalelor.

rocă sericitizată-silicifiată iar alteori carbonatată. Grosimea zonei interne este redusă, de la cîțiva centimetri la maximum 5 m.

Dispoziția zonală regulată a tipurilor de alterare este determinată de cîțiva factori cu caracter constant: orientarea comună a filoanelor (NV-SE), grosimea lor aproximativ constantă (sub 1 m) și existența aceluiași fond petrografic (andezitul cuarțifer).

Numărul mineralelor de substituție, identificate în cadrul transformărilor hidrotermale, se ridică la 13. În figura 1 sînt reprezentate toate produsele rezultate din substituția fenocristalelor din andezitul cuarțifer iar schema din figura 2 prezintă relațiile dintre acestea la diverse distanțe față de filon. Urmărind îndeaproape relațiile dintre produsele de substituție ca și participarea cantitativă a acestora la diverse distanțe față de filon, această diagramă ne permite să conturăm cu suficientă exactitate principalele stadii de transformare hidrotermală a rocii.

Transformările care se produc în cadrul pastei au fost și ele urmărite. Trebuie precizat însă, că în timp ce în cazul fenocristalelor este vorba de o substituție metasomatică propriu-zisă, în cazul pastei fenomenul constă în procese de umplere a fisurilor preexistente și a cavităților formate prin dizolvare de către soluțiile care circulă, așa cum am observat și alți autori (6)

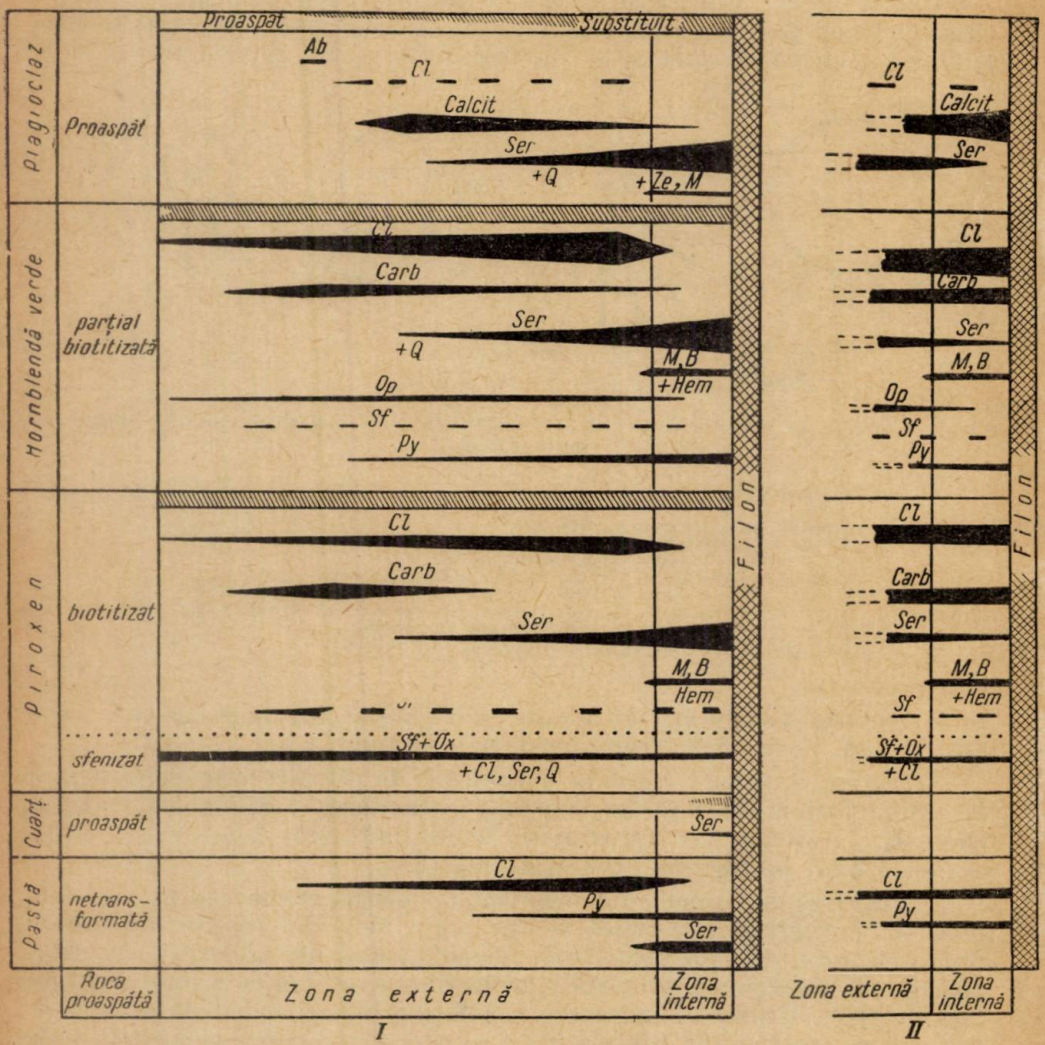


Fig. 2. — Modificarea paragenezelor mineralogice în vecinătatea filoanelor.

LEGENDA

Ab, Albit; *B*, biotit; *Carb*, carbonați; *Cl*, clorit; *Hem*, hematit; *M*, muscovit; *Op*, oparit; *Ox*, oxizi; *Py*, pirită; *Q*, cuarț; *Ser*, sericit; *Sf*, sfen; *Ze*, zeoliți;

I zonă internă sericitizată
II „ „ cloritizată

ZONA EXTERNĂ

În această zonă, au fost urmărite pseudomorfozele fenocristalelor — care caracterizează propilitizarea — iar apoi, spre zona internă, şi transformările care rezultă ca urmare a precipitării din soluţii în cavităţile de dizolvare din pastă; acesta este un aspect avansat al cloritizării, care depăşeşte stadiul de propilitizare. Dintre toate mineralele de neoformaţie, al cărui număr este mai ridicat pentru această zonă, cloritul este cel mai important şi lui i se datoreşte culoarea verde a andezitului.

TRANSFORMAREA FELDSPATULUI PLAGIOCLAZ

Procesul de substituţie a feldspatului plagioclaz începe mult mai tîrziu decît la toate celelalte minerale, cu excepţia cuarţului; abia după ce toate componentele melanocrate au fost cloritizate, apar primele minerale de substituţie în cristalele de feldspaţi. Această diferenţă în ceea ce priveşte începutul transformărilor se concretizează în intervale de cîţiva zeci de metri, în care feldspatul se conservă perfect proaspăt lîngă mineralele melanocrate total cloritizate. Mai mult chiar, se întîlnesc situaţii în care cristale sau porţiuni de cristale de feldspat rămîn proaspete în imediata vecinătate a filoanelor, prezentînd doar contururi uşor rotunjite.

Albitul apare numai în primele momente de transformare a feldspatului alcătuind o reţea fină şi neregulată.

Cloritul este totdeauna reprezentat prin clinoclor. După modul cum se prezintă cloritizarea plagioclazului reiese caracterul selectiv al substituţiei. În primul moment al transformării este înlocuit nucleul, iar apoi şi anumite zone din cristal (probabil cu acelaşi conţinut în anortit). Cloritul se formează de asemenea şi pe fisuri; în acest mod iau naştere reţele fine, de culoare verde, care străbat cristalele.

Calcitul se formează după cloritul pe care îl substituie deseori, manifestînd aceeaşi tendinţă de a înlocui zonele mai anortitice.

Sericitul este un produs ulterior cloritului şi calcitului, substituindu-le treptat pe măsura apropierii de zona internă.

Cuarţul este o formaţiune sporadică nelegată de un anumit grad de transformare a rocii; el apare în cristale granulare fie în contururile fenocristalelor de feldspat, fie formînd coroane în jurul lor.

TRANSFORMAREA MINERALELOR MELANOCRATE

Deoarece atît amfibolii cît şi piroxenii erau, practic, complet substituiţi prin biotit încă înaintea începerii transformărilor de care ne ocupăm, ei reacţionează în mod asemănător în cursul acestor procese. Nu s-ar putea menţiona ca deosebire, decît faptul că în cadrul fenocristalelor de hornblendă apar totdeauna mai numeroase produse de substituţie decît la piroxeni.

Aşa cum am mai arătat, contururile şi dimensiunile cristalelor reprezintă adesea elementele care au permis identificarea hornblendei şi piroxenilor biotitizaţi.

Contururile primare ale cristalelor de hornblendă sînt totdeauna rotunjite datorită resorbției magmatice. Circulația soluțiilor hidrotermale le afectează însă profund, făcîndu-le uneori greu de identificat; contururile devin neregulate, cu multe sinuozități, aproape cu aspect scheletic. Dimpotrivă, cristalele de piroxeni, își păstrează caracterele primare,indiferent de numărul mineralelor de substituție sau de gradul de transformare; rareori capetele de prismă sînt ușor rotunjite iar fețele puțin dantelate.

Dezvoltarea mai largă a contururilor de coroziune metasomatică la fenocristalele de hornblendă se datorește faptului că viteza de reacție la suprafața acestor cristale este mai intensă. Explicația acestei situații trebuie căutată, desigur, în relativa instabilitate a rețelei amfibolilor încă din momentul în care resorbția magmatică a început să se manifeste. Modificarea condițiilor cinetice la suprafața cristalelor, printr-o nouă repartizare a energiei de potențial în rețea, a constituit premisele ca, în timpul metasomatozei hidrotermale, reacțiile dintre soluții și părțile periferice ale cristalelor de hornblendă să fie deosebit de puternice.

Biotitul verde, provenit din transformarea mineralelor melanocrate, este substituit în această zonă prin clorite. Procesul de cloritizare treptată poate fi urmărit în întreaga sa desfășurare. În primele momente, pe crăpăturile transversale ale fenocristalelor, cloritul apare în pachete de lamele dispuse perpendicular pe pereții acestora (Ng perpendicular pe pereții crăpăturilor). Prin dezvoltarea progresivă a rețelei de clorit, biotitul dispare complet din contururile mineralelor melanocrate, fiind înlocuit cu un agregat lamelar. Datorită faptului că lamelele de clorit se dispun totdeauna în modul menționat mai sus, pseudomorfoza capătă un aspect regulat foarte caracteristic (lamele de clorit dispuse paralel cu alungirea cristalelor substituite), specific acestui prim moment de apariție a cloritului.

Cloritul este reprezentat prin forme variate : clinoclor, pennin negativ, delessit. Primele două sînt frecvente și apar atît în momente mai timpurii cît și în stadii mai avansate ale transformării.

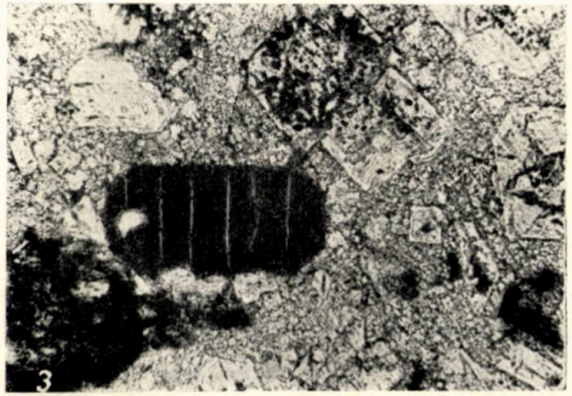
Varietățile de clorit descrise pot fi înlocuite ulterior cu *calcit*, *siderit* și mai puțin cu *sericit*. Prin carbonatarea treptată a cloritului ia naștere un agregat granular alcătuit din calcit și siderit.

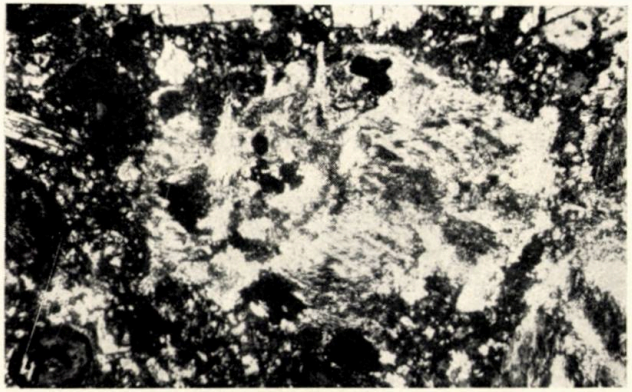
Pe lîngă clorit și carbonați, care reprezintă în acest stadiu principalele produse de substituție metasomatică, există posibilitatea să apară și sericit sub formă de vinișoare ce străbat agregatele de clorit. *Sfenul*, *cuarțul* și *pirita* fac și mai complexă alcătuirea mineralogică a pseudomorfozelor cristalelor de hornblendă.

Numărul mineralelor care substituie piroxenii este mai redus : *clorit*, *calcit*, puțin *sericit* și *sfen*. Este interesant de semnalat modul deosebit în care apare sfenul în fenocristalele de hornblendă și piroxeni. În timp ce în primul caz — în general în parageneze mai complexe — nu există posibilitatea de a stabili succesiunea mineralelor, în cel din urmă relațiile dintre sfen și clorit sînt foarte evidente, urmărindu-se cu ușurință înlocuirea lamelelor de clorit prin sfen.

Transformările mineralogice descrise pînă acum determină ceea ce denumim starea de propilitizare a rocii; ea se caracterizează prin dezvol-

c. 5254 (p. 780—781)





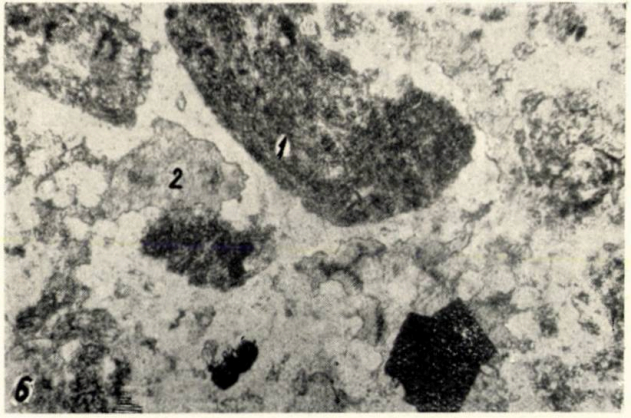
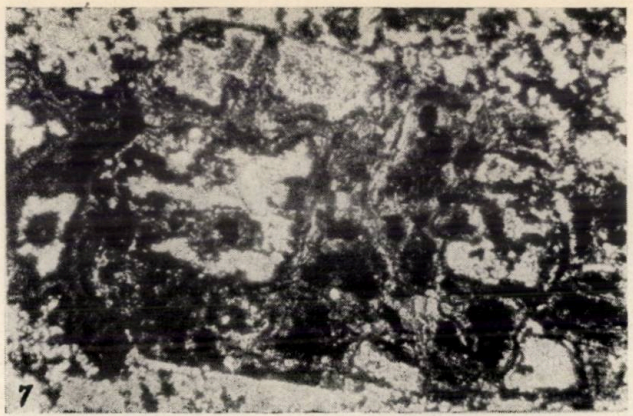
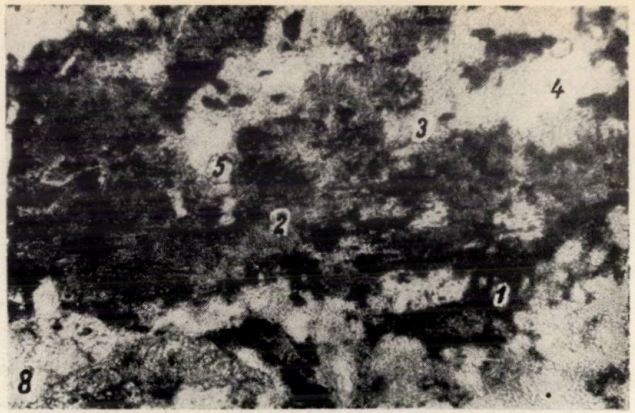
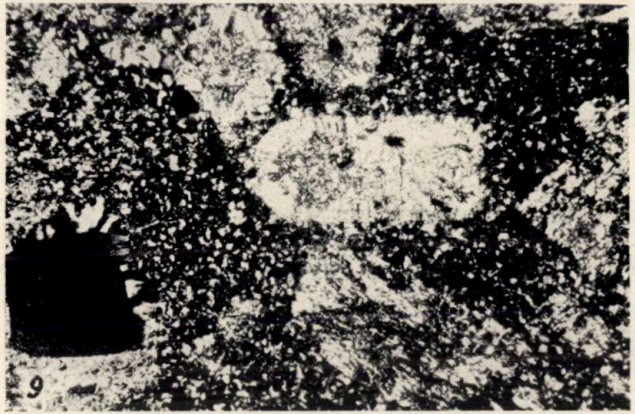


Fig. 3. — Piroxen substituit cu biotit (N ‖ ; 60 ×).
Fig. 4. — Secţiune bazală de hornblendă biotitizată. Dispoziţia lamelelor subliniază cele două direcţii de clivaj (N + ; 75 ×).

Fig. 5. — Apariţia celei de-a doua generaţii de clorit pe reţele, într-un cristal de hornblendă cloritizată (N ‖ ; 38 ×).
Fig. 6. — Andezit din porţiunea de trecere dintre zona externă şi cea internă. Clorit pseudomorfozînd hornblenda (*1*) şi umplînd cavităţi de dizolvare (*2*) (N ‖ ; 50 ×).







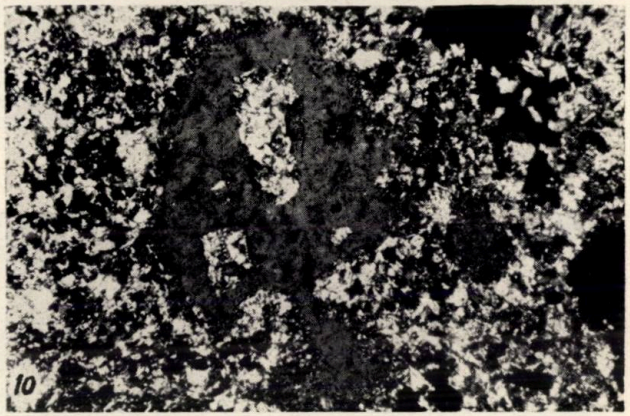


Fig. 7. — Formarea sericitului în hornblende cloritizate (N + ; 70 ×).

Fig. 8. — Hornblendă cloritizată în curs de sericitizare cu contururi foarte sinuoase : *1*, opacit ; *2*, clorit ; *3*, sericit ; *4*, muscovit ; *5*, apatit (N ‖ ; 60 ×).

Fig. 9. — Cristal de piroxen complet sericitizat (N + ; 75 ×)

Fig. 10. — Înlocuirea cristalului de cuarț cu sericit (N + ;62 ×).

Microfotografii după secțiuni din andezitul cuarțifer (tip Barza) — transversală 1 Mai.

Foto : A. Rafalet.

tarea preponderentă a pseudomorfozelor de clorit. Roca își păstrează structura porfirică dar capătă culoarea verde.

★

De la această formă transformările hidrotermale se produc în sensul unei accentuate cloritizări a rocii însoțită și de o sericitizare din ce în ce mai avansată. Acesta este domeniul de largă dezvoltare a cloritului atît ca pseudomorfoze, cît și în pasta rocii.

Agregatele lamelare de clinoclor, pennin sau delessit din hornblende și piroxeni, încep să fie înlocuite progresiv printr-o altă varietate de clorit (fig. 5) care se prezintă în agregate radiare, rozete sau fascicule divergente. Transformările încep de pe crăpăturile transversale sau din masa agregatelor lamelare, în care se dezvoltă, în diverse puncte, agregate radiare izolate; acestea ajung, în multe cazuri, să înlocuiască complet vechile agregate.

O altă cale de dezvoltare a acestui proces este reprezentată prin dizolvarea parțială a elementelor cloritizate și reprecipitarea cloritului ca mici picături în jurul cristalelor, mai frecvent la periferia lor. Transformările continue care au loc aduc schimbări în chimismul cloritelor prin pierderea ionilor de fier. Aceasta se manifestă prin decolorare de la verde-oliv, la verde palid, la verde-gălbui iar apoi galben palid. Paralel cu aceasta, interferența crește apropiindu-se de culorile pe care le are sericitul. În porțiunile de trecere de la zona externă la cea internă s-a putut urmări în mod amănunțit transformarea cloritului în sericit.

Tot aici *muscovitul*, un *biotit* incolor (Np incolor-Ng galben-auriu) și *hematitul* se dezvoltă în contururile mineralelor melanocrate pe seama cloritului lamelar.

Pirita este din ce în ce mai abundentă, atît în pastă cît și în fenocristale. Sfenul rămîne cu aceeași participare, în schimb carbonații și opacitul sînt mai slab reprezentați.

În timp ce cristalele cloritizate suferă transformări atît de complicate la feldspați numărul mineralelor de neoformație se reduce datorită dezvoltării deosebite a sericitului.

În pasta rocii apar cavități de dizolvare ale căror dimensiuni cresc progresiv către filon. Ele sînt umplute cu aceleași varietăți de clorite descrise mai sus (fig. 6). Fisurile fine care străbat roca sînt cimentate cu calcit sau conțin calcit în centrul deschiderilor și clorite pe marginea acestora.

În acest stadiu al transformărilor culoarea andezitului este alburie-verzuie iar aspectul porfiric este mai slab exprimat.

ZONA INTERNĂ

În zona internă roca prezintă mai multe aspecte de transformare, caracterizate toate, față de cele din zona externă, printr-o alcătuire mineralogică mai simplă. De cele mai multe ori andezitul este sericitizat pînă

în imediata vecinătate a filonului iar alte ori în această regiune el este carbonatat sau parțial silicifiat; în sfîrșit în alte cazuri el este cloritizat la contactul cu umplutura filoniană (fig. 11).

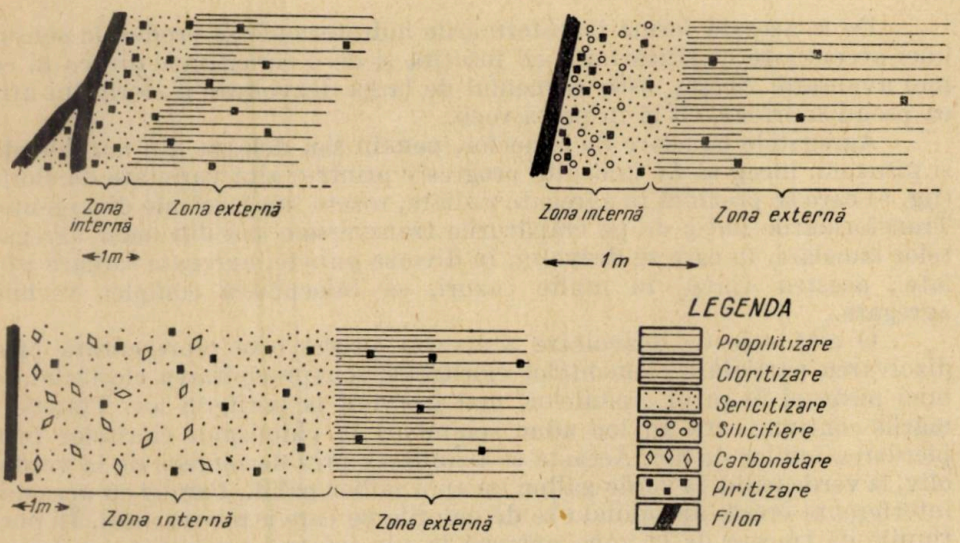


Fig. 11. — Tipuri de transformare hidrotermală în vecinătatea filoanelor.

SERICITIZAREA

Transformarea se concretizează prin înlocuirea totală a feldspaților și a mineralelor melanocrate și, în măsură mai redusă, a pastei și cuarțului cu sericit. Pirita este și ea în mod obișnuit prezentă.

TRANSFORMAREA FELDSPATULUI PLAGIOCLAZ

Mineralele formate pe seama plagioclazului în această zonă sînt: sericit, muscovit, zeoliți, cărora li se adaugă și pirită.

Sericitul se prezintă sub două aspecte, după cum se formează direct pe feldspat sau pe seama pseudomorfozelor cloritice ale acestuia. În primul caz lamelele se dispun după una sau două direcții aproximativ perpendiculare între ele — el se încadrează, deci, în structura feldspatului — în timp ce în al doilea caz elementele de sericit au dimensiuni variabile și dispoziție neregulată.

Muscovitul apare în cantitate redusă în comparație cu sericitul numai în cazurile în care participă și la înlocuirea hornblendei.

Zeoliții în aspecte care sugerează înlocuirea sericitului (ei ocupă centrul agregatelor), apar numai în cîteva probe colectate din pereții filoanelor.

TRANSFORMAREA MINERALELOR MELANOCRATE

Față de zona externă, principalele minerale de substituție a elementelor melanocrate din zona internă se găsesc în raporturi cantitative inverse: în timp ce în primul caz domină cloritul și carbonatul asupra sericitului, în cel din urmă, sericitul este, indiscutabil, cel mai important mineral.

Pe seama agregatelor de clorit din interiorul cristalelor de hornblendă se dezvoltă *sericit* (fig. 7) asociat cu *cuarț* și puțini *carbonați*; uneori se formează lamele de muscovit izolate, destul de bine dezvoltate. Contururile cristalelor sînt foarte neregulate datorită avansării proceselor metasomatice; contururile primare pot fi totuși reconstituite prin considerarea franjei inițiale de opacit — acesta rămîne sub formă de granule care pigmentează masa de sericit — și a incluziunilor de apatit și zircon — care apar, de asemenea, prinse în masa de sericit în afara limitelor actuale ale cristalelor. În figura 8 este surprins unul din aspectele pe care le îmbracă aceste procese de substituție.

Pentru piroxenii sericitizați este foarte caracteristică dispoziția sericitului, în grupe de fascicule divergente, similară cu aceea a cloritelor din zona externă, pe care aici le substituie total (fig. 9).

Pirita apare în cadrul hornblendelor sericitizate sub formă de cristale idiomorfe; uneori ea substituie în întregime prismele de hornblendă, caz în care acestea se detașează ușor din masa rocii. Pirita este corodată de *cuarț*, care formează coroane în jurul fenocristalelor opace.

Muscovitul, *biotitul* și *hematitul*, care apar încă din zona externă, sînt mai bine reprezentate marcînd un grad de metamorfism mai intens. La cristalele de hornblendă acest fel de pseudomorfoză este mai frecvent decît la piroxeni.

TRANSFORMAREA CUARȚULUI

Nu au fost observate cazuri de substituție a cuarțului decît în fragmentele de rocă prinse în umplutura filoniană sau în zonele de brecifiere, adică acolo unde influența soluțiilor hidrotermale a avut intensitate maximă. Porțiuni din cristale sînt înlocuite cu sericit, ceea ce determină fie modificarea contururilor inițiale fie separarea în mai multe fragmente (fig. 10).

Granații nu suferă nici o transformare în aceste condiții.

TRANSFORMAREA PASTEI

Cavitățile de dizolvare din pasta andezitului au în această zonă dimensiuni maxime — uneori 1 mm diametru — și sînt umplute exclusiv cu agregate de sericit. Deoarece aceste cavități sînt umplute în întregime, se poate considera că, soluțiile au avut aceeași capacitate de dizolvare și de precipitare de minerale noi (6). În acest stadiu de dezvoltare a activi-

tăţii hidrotermale procesele de substituţie şi de umplere a cavităţilor se desfăşoară simultan. Indivizii din agregatele hidrotermale care umplu cavităţile de dizolvare prezintă totdeauna o dispoziţie ordonată, dimensiuni mai mari decît în agregatele metasomatice şi un înalt grad de heterometrie.

În unele cazuri, sub influenţa soluţiei, pasta recristalizează, ceea ce duce la o creştere a gradului de cristalinitate.

Ca un caracter particular al sericitului din zona internă menţionăm culoarea sa uşor brună.

Fenomenele de sericitizare se răsfrîng şi asupra aspectului exterior al rocii, imprimînd culorile albe-cenuşii. Textura primară a andezitului se distruge complet, el devenind un agregat microgranular compact.

SERICITIZARE-SILICIFIERE

Silicifierea este, în cazurile observate de noi, un aspect nou pe care-l cîştigă roca sericitizată. Singura modificare a acestuia constă în amplificarea paragenezei prin apariţia cuarţului. Acest fapt explică identitatea aspectelor micro- şi macroscopice ale celor două tipuri de roci înrudite. În cadrul agregatelor metasomatice, cuarţul apare alături de sericit, pirită şi clorit, pe care le substituie în mică măsură; aceasta explică aspectul zonar al fenocristalelor de hornblendă; partea centrală este formată din sericit sau clorite gălbui, iar zona periferică este alcătuită din agregate granulare de cuarţ. Dacă substituţia este avansată, apar cristale cu dezvoltare prismatică umplute cu cuarţ granular.

Noua modificare prezintă aceeaşi culoare albă; numai duritatea este mai accentuată decît la rocile sericitizate. Procesul de sericitizare-silicifiere este legat în mod strict de filoanele a căror gangă este preponderent reprezentată prin silice.

CARBONATAREA

Carbonatarea constituie un alt aspect dezvoltat pe seama rocii sericitizate. Mineralele care caracterizează această transformare sînt: carbonaţii, pirita şi, în cantitate cu totul redusă, sericitul şi cloritul.

Andezitul carbonatat prezintă plagioclazii mai mult sau mai puţin transformaţi în sericit şi calcit iar mineralele melanocrate în calcit şi siderit. Calcitul prezintă agregate granulare iar sideritul agregate sferoidale cu structură radiară şi concentrică.

CLORITIZAREA

Cloritizarea reprezintă o transformare care în mod obişnuit precede pe cele enumerate mai sus.

Mineralogic deosebirile dintre aspectele de sericitizare şi cloritizare sînt cantitative: pe cînd pentru andezitul sericizat principalul component

este sericitul, iar cele secundare cloritul şi carbonaţii, pentru andezitul cloritizat raportul este invers (fig. 2).

Rocile cloritizate au culoarea verde şi sînt străbătute de o reţea de fisuri deasă şi neregulată pe care s-a depus cloritul; din această cauză aspectul de pseudobreccie lîngă filon este pronunţat.

CONCLUZII

Deşi fenomenele de transformare a andezitului cuarţifer de tip Barza sub acţiunea soluţiilor hidrotermale s-au dovedit a fi foarte complexe, conţinutul lor caracteristic, succesiunea în timp şi distribuţia în spaţiu au putut fi descifrate, cel puţin în liniile lor generale. Informaţiile prezentate mai sus se încadrează, bineînţeles, în cunoştinţele generale, deja existente asupra fenomenelor, dar sînt şi cîteva elemente care trebuie reliefate, ca reprezentînd aspecte încă insuficient subliniate ale acestor probleme.

a) Cloritizarea rocilor este interpretată în mod obişnuit, ca arătînd numai o posibilitate generală de existenţă a formaţiunilor hidrotermale, fără o legătură strict determinată cu prezenţa acestora; faptul că în unele situaţii s-a constatat că în vecinătatea filonului roca este cloritizată numai pe o zonă bine delimitată arată că cel puţin în unele aspecte, cloritizarea trebuie socotită indice al prezenţei filoanelor.

b) În cele mai multe cazuri sericitizarea este un fenomen amplu care afectează mase largi de roci în regiuni cu activitate hidrotermală intensă (Baia-Mare, Munţii Apuseni); în afară de acest aspect s-a constatat că sericitizarea poate avea şi o dezvoltare strict delimitată în imediata vecinătate a filonului.

К ИЗУЧЕНИЮ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В АНДЕЗИТОВЫХ ПОРОДАХ

РЕЗЮМЕ

В результате исследований гидротермальных изменений кварцевых андезитовых пород типа Барза из гор Металиферь (Западные горы) были установлены следующие типы изменений: пропилитизация, хлоритизация, серицитизация, серицитизация-кремнетизация и карбонатизация. По тому, как они ассоциируются, наметилось несколько серий последовательности включения в зональное расположение продуктов гидротермальных околожильных изменений: 1) неизмененный, пропилитизированный, хлоритизированный, серицитизированный андезит; 2) неизмененный пропилитизированный, серицитизированный андезит; 2*a*) неизмененный, пропилитизированный, серицитизированный и кремнетизированный андезит; 2*b*) неизмененный,

пропилитизированный, серицитизированный и карбонатизированный андезит.

Можно заметить, что процессы хлоритизации и серицитизации, которые обычно охватывают большие слои пород, могут иметь место и в околожильных ограниченных зонах.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Продукты замещения фенокристаллов в кварцевом андезите (с поправками по Куреку).

Рис. 2. — Околожильные изменения минерального парагенезиса.

Рис. 3. — Пироксен, замещенный биотитом (N II; 60×).

Рис. 4. — Базальное сечение биотитизированной роговой обманки. Спайность в двух направлениях определяется по ориентировке пластинок (N+; 75×).

Рис. 5. — Сетчатое расположение хлорита второй генерации в кристалле хлоритизированной роговой обманки (N II; 38×).

Рис. 6. — Андезит в переходной зоне, распложенной между внешней и внутренней зонами. Псевдоморфозы хлорита по роговой обманке (1) и хлорит, выполняющий пустоты выщелачивания (2) (N II; 50×).

Рис. 7. — Процесс образования серицита в хлоритизированной роговой обманке (N+; 70×).

Рис. 8. — Охлоритизированная роговая обманка в процессе серицитизации. *1* — опацит; *2* — хлорит; *3* — серицит; *4* — мусковит; *5* — апатит (N II; 60×).

Рис. 9. — Кристалл пироксена, полностью серицитизированный (N+; 75×).

Рис. 10. — Замещение кристалла кварца серицитом (N+; 62×). Микрофотоснимки шлифов кварцевого андезита (типа Барза), вскрытого квершлагом 1 Мая. Фотоснимки: А. Рафалет.

Рис. 11. — Типы околожильных гидротермальных изменений.

NOUVELLES DONNÉES SUR LES TRANSFORMATIONS HYDROTHERMALES DES ROCHES ANDÉSITIQUES

RÉSUMÉ

Les transformations hydrothermales de l'andésite quartzifère du type Barza des monts Métallifères (monts Apuseni) présentent les modifications suivantes : propilitisation, chloritisation, séricitisation, séricitisation-silicification et carbonatation.

On a déterminé d'après leur mode d'association, plusieurs séries de successions s'encadrant dans une disposition zonale des produits de transformations hydrothermales dans la zone des filons : 1. andésite non transformée — profilitisée-chloritisée ; 2. andésite non transformée — propilitisée-séricitisée ; 2*a*. andésite non transformée — propilitisée-séricitisée-silicifiée ; 2*b*. andésite non transformée — propilitisée-séricitisée-carbonatée.

On remarque que les processus de chloritisation et séricitisation qui d'habitude affectent de grandes masses de roches peuvent être rencontrés aussi en des zones restreintes, au voisinage des filons.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Les produits de substitution des phénocristaux de l'andésite quartzifère (modification selon Curec).

Fig. 2. — Modification des paragénèses minéralogiques au voisinage des filons.

Fig. 3. — Biotite substituée au pyroxène (N II ; 60×).

Fig. 4. — Coupe basale dans la hornblende biotitisée. La disposition des lamelles fait ressortir les deux directions de clivage (N+ ; 75×).

Fig. 5. — Apparition de la seconde génération de chlorite sur les réseaux, dans un cristal de hornblende chloritisée (N II ; 38×).

Fig. 6. — Andésite de la portion de transition de la zone externe à la zone interne. Chlorite pseudomorphisant la hornblende (*1*) et remplissant des cavités de dissolution (*2*) (N II ; 50×).

Fig. 7. — Formation de la séricite dans la hornblende chloritisée (N + ; 70 ×).

Fig. 8. — Hornblende chloritisée en voie de séricitisation, aux contours fort sinueux ; *1*, opacite ; *2*, chlorite ; *3*, séricite ; *4*, muscovite ; *5*, apatite (N II ; 60×).

Fig. 9. — Cristal de pyroxène complètement séricitisé (N+ ; 75×).

Fig. 10. — Substitution de la séricite au cristal de quartz (N+ ; 62×).

Microphotographies d'après des coupes pratiquées dans l'andésite quartzifère (du type Barza) de la transversale «1 Mai» (phot. A. Rafalet).

Fig. 11. — Types de transformation hydrothermale au voisinage des filons.

BIBLIOGRAFIE

1. CREASY S. C., *Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry*, Ec. Geol., 1959, **54**, *3*.
2. КУРЕК Н. Н., *Измененные околорудные породы и их поисковое значение*, Москва, 1954.
3. FIALA F., PÁCAL ZD., *Několik geochemických poznámek o kyslých diférenciátech neovulkanitu v Kremnických hovách*, Geologické Práce, 1959, **54**.
4. GHITULESCU T. P. et SOCOLESCU M., *Etude géologique et minière de Monts Métallifères*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXI**.
5. GIUŞCĂ D., *Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia-Mare*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *3*.
6. HANUŠ V., *Metasomatism hydrothermal*, International Geological Congres ; Report of the Twenty-First Session ; Norden. Part XVI, Copenhaga, 1960.
7. HOLSER W., *Metasomatism processes*, Ec. Geol., 1947, **42**.
8. INGERSON E., *Methods and problems of geologic thermometry*, Ec. Geol. Fift. Anniv. Vol., 1905—1955.
9. KUTAN M., *Relikty textúr pyroklastických hornín v proopylitizovaných komplexoch*, Geologické Práce, 1959, **54**.
10. LAFFITE P., *Introduction à l'étude des roches métamorphiques et de gîtes métallifères*, Paris, 1957.
11. MARAKUŞEV A. A., *Procesele de oxidoreducere în legătură cu regimul acidităţii soluţiilor postmagmatice*, Anal. rom.-sov., 1950, **4**.
12. RĂDULESCU D., *Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru*, An. Com. geol., 1958, **XXXI**.
13. STRINGHAM B., *Fields of some hydrothermal-alteration minerals*, Ec. Geol., 1952, **47**, *6*.
14. SCHWARTZ G., *Hydrothermal alterations as a guide to ore*, Ec. Geol. Fift. Anniv. Vol., 1905—1955.
15. — *Hydrothermal alterations*, Ec. Geol., 1959, **54**, *2*.

MŰSZAKI KÖNYVTÁR 1883

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI

DE

GEOLOGIE

Tomul VI 1961

INDEX ALFABETIC

	Nr.	Pag.
AIRINEI ŞT. şi MURGEANU G., Contribuţii geofizice la cunoaşterea structurii fundamentului curburii Carpaţilor Orientali	1	171
BĂRBULESCU AURELIA, Contribuţii la studiul jurasicului din valea Tichileştilor (r. Hîrşova). Notă preliminară	4	699
BOMBIŢĂ GH., Revizuiri biostratigrafice în flişul paleogen din Carpaţii Orientali (I)	3	405
BOTEZATU RADU, BĂCIOIU TRAIAN şi ANDREI JUSTIN, Relaţiile dintre anomalia gravităţii şi structura geologică a Dobrogei de nord şi a regiunilor limitrofe din Moldova de sud şi Muntenia de est	1	185
CONTESCU L. şi MIHĂILESCU N., Observaţii sedimentologice asupra depozitelor cretacicului superior din valea Dobriţei (bazinul văii Dîmboviţei)	1	55
CONTESCU R. LORIN, Contribuţii la studiul litotopilor paleozoicului superior din împrejurimile Reşiţei (Banatul central)	2	235
CONTESCU L. şi MIHĂILESCU N. GH., Studiul sedimentologic al depozitelor apţiene de la Pietroşiţa (valea Ialomiţei)	3	473
DESSILA-CODARCEA MARCELA, Contribuţii la stratonomia şi tectonica şisturilor cristaline ale Carpaţilor Meridionali centrali la vest de Olt	3	553
DUMITRIU M. şi DUMITRIU CRISTINA, Analize de orientare texturală şi direcţii de transport ale sedimentelor	4	709
FLOREI N., Contribuţii la cunoaşterea faunei miocene de la Zorlenţul-Mare (Banat)	4	667
GHIURCA VIRGIL, Contribuţii la cunoaşterea faunei de bryozoare tortoniene din „Ţara Chioarului" (Bazinul Baia-Mare). Notă preliminară	4	719
GRIGORAŞ N. şi DĂNEŢ T., Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene	3	541
HANGANU ELISABETA, Specii ale genului *Valenciennesia* întîlnite în pliocenul dintre valea Teleajenului şi valea Prahovei	4	639
IANOVICI V. şi GIUŞCĂ D., Date noi asupra fundamentului cristalin al Podişului Moldovenesc şi Dobrogei	1	153
IMREH IOSIF şi IMREH GABRIELA, Contribuţii la studiul genezei celestinei sedimentare	2	351
IONESCU FLORIAN, Aplicaţii ale metodei micromagnetice la studiul rocilor cristaline din Carpaţii Meridionali	3	601

	Nr.	Pag.
JIPA DAN, Calcanitele stratelor de Comarnic: curenţi, sedimentaţie, diageneză	1	27
LITEANU E. şi CONSTANTINESCU V., Cercetări hidrogeologice în regiunea de cîmpie dintre rîul Teleajen şi valea Sărata	1	75
LITEANU E., PRICĂJAN A. şi BALTAC G., Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării	4	743
MACAROVICI N., Observaţii stratigrafice pe structura Berca — Arbănaşi (cu privire asupra limitelor dacianului)	3	387
MANILICI V., ROŞCA L. şi APOSTOLESCU RODICA, Contribuţii la studiul feldspaţilor plagioclazi ai rocilor efuzive din sectorul Baia-Sprie — Capnic — Bloaja (Baia-Mare)	1	161
MANOLESCU G. şi SOARE E., Unitatea naturii curbelor de permeabilitate relativă faţă de fazele fluide de umidivitate diferită pentru mediul poros şi posibilitatea exprimării lor analitice	3	619
MARINESCU JOSEFINA, Contribuţii la studiul faunei tortoniene din bazinul Bahna — Orşova. *Gastropoda*. I (Fam. *Fissurellidae, Turbinidae, Astraea, Neritopsidae, Turritellidae, Architectonicidae*)	3	513
MERCUS D., Contribuţii la cunoaşterea litologiei stratelor de Nadanova	3	437
MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L. şi JIPA D., Flişul cretacic din partea de sud a Munţilor Baraoltului	2	219
PANIN N., Asupra unor urme organice şi mecanice din miocenul de la confluenţa Putnei cu Zăbala	1	63
PETRULIAN N., STECLACI LIVIA şi OROVEANU FLORICA, Cercetări mineralogice şi geochimice asupra mineralizaţiei de la Săsar (reg. Baia-Mare)	1	101
PETRULIAN N. şi STECLACI LIVIA, Unele aspecte ale geochimiei nichelului în rocile ultrabazice serpentinizate din R.P.R.	1	135
RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. şi DINCĂ AL., Geologia regiunii cuprinse între valea Nerei şi Dunăre	1	7
RĂDULESCU P. DAN, Contribuţii la cunoaşterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic	2	299
RĂDULESCU P. DAN şi PĂTROESCU CONSTANTIN, Contribuţii la cunoaşterea modului de alterare a rocilor magmatice sub acţiunea agenţilor exogeni. I. Andezitele	3	561
SAVUL M. şi IANOVICI V., Geochimia elementelor majore în rocile carbonatate din R.P.R.	1	121
SAVUL MIRCEA şi BARBU ALEXANDRINA, Cercetări de analiză structurală petrologică asupra Masivului eruptiv Pricopan	2	257
SAVUL M. şi POMÎRLEANU V., Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămîntului hidrotermal filonian de la Baia-Sprie	2	287
SAVUL M. şi POMÎRLEANU V., Date preliminare asupra temperaturii de formare a cuarţului din zăcămîntul hidrotermal de la Săsar (Baia-Mare)	4	763
STANCIU CONSTANTINA, Contribuţii la cunoaşterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice	4	773
ŞURARU MARIA, Forme noi de coralieri din cretacicul superior al Bazinului Borodului	4	653
VISARION MARIUS, Contribuţia prospecţiunii gravimetrice la determinarea structurilor cu sare şi săruri de potasiu din depozitele neogene ale Carpaţilor Orientali	3	581

F 1329

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ

ПО

Г Е О Л О Г И И

Том VI 1961

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

	№	Стр.
АИРИНЕЙ Ш. и МУРДЖЯНУ Г., К геофизическому изучению структуры фундамента в зоне изгиба Восточных Карпат . . .	1	171
БОМБИЦЭ Г., Биостратиграфическое ревизионное исследование палеогенового Флиша Восточных Карпат (I)	3	405
БОТЕЗАТУ РАДУ, БЭЧОЮ ТРАЯН и ЖУСТИН АНДРЕЙ, Связь между гравитационной аномалией и геологической структурой Северной Добруджи и прилегающих участков Южной Молдовы и Восточной Мунтении	1	185
БЭРБУЛЕСКУ АУРЕЛИЯ, К изучению юрских отложений по долине Тикилештилор (район Хыршова). Предварительное сообщение	4	699
ВИСАРИОН МАРИУС, Роль гравиметрических поисков для определения соляных структур и залежей калийных солей в неогеновых отложениях Восточных Карпат	3	581
ГРИГОРАШ Н. и ДЭНЕЦ Т., К изучению добруджских зеленых сланцев	3	541
ГЮРКА ВИРДЖИЛ, К изучению тортонской мшанковой фауны в районе „Цара Киоарулуй" (Бассейн Бая-Маре). Предварительное сообщение	4	719
ДЕССИЛА-КОДАРЧА МАРЧЕЛА, К изучению стратономии и тектоники кристаллических сланцев в центральной части Южных Карпат, к западу от Олта	3	553
ДУМИТРИУ М. и ДУМИТРИУ КРИСТИНА, Анализ текстурной ориентировки и направления переноса осадков	4	709
ЖИПА ДАН, Калкарениты слоев Комарник. Течения, отложения, диагенезис	1	27
ИМРЕХ ИОСИФ и ИМРЕХ ГАБРИЕЛА, К изучению генезиса осадочного целестина	2	351
ИОНЕСКУ ФЛОРИАН, Применение микромагнитного метода для изучения кристаллических пород Южных Карпат	3	601
КОНТЕСКУ Р. ЛОРИН, К изучению литотипов верхнего палеозоя в окрестностях Решицы (Центральный Банат)	2	235
КОНТЕСКУ Л. и МИХЭЙЛЕСКУ Н. Г., Седиментологическое изучение аптских отложений в районе Петрошицы (по долине Яломицы)	3	473

	№	Стр.
КОНТЕСКУ Л. и МИХЭЙЛЕСКУ Н., Седиментологические наблюдения верхнемеловых отложений в долине Добрица (бассейн р. Дымбовицы)	1	55
ЛИТЯНУ Е. и КОНСТАНТИНЕСКУ В., Гидрогеологические исследования в низменном районе между ручьем Теляжен и долиной Сэрата	1	75
ЛИТЯНУ Е., ПРИКЭЖАН А. и БАЛТАК Г., Четвертичные трансгрессии Черного моря на территории Дунайской дельты	4	743
МАКАРОВИЧ Н., Стратиграфические замечания о структуре Берка-Арбэнашь (определение границ дакийского яруса)	3	337
МАНИЛИЧ В., РОШКА Л. и АПОСТОЛЕСКУ РОДИКА, К изучению полевых шпатов — плагиоклазов эффузивных пород на участке Бая-Сприе—Капник-Блоажа	1	161
МАНОЛЕСКУ Г. и СОАРЕ Е., Единый характер кривых относительной проницаемости для жидких и газовых фаз различной смачиваемости для пористой среды и возможности аналитического их выражения	3	619
МАРИНЕСКУ ЖОЗЕФИНА, К изучению тортонской фауны бассейна Бахна-Оршова. Гастроподы. I (Семейства: Fissurellidae, Turbinidae, Astraea, Neritopsidae. Turritellidae, Architectonicidae)	3	513
МЕРКУС Д., К литологическому изучению Надановских слоев	3	437
МУРДЖАНУ Г., ПАТРУЛИУС Д., КОНТЕСКУ Л. и ЖИПА Д., Меловой Флиш южной части гор Бараолт	2	219
ПАНИН Н., Несколько следов механического и органического происхождения в миоценовых отложениях, в зоне слияния рек Путны и Забалы	1	63
ПЕТРУЛИАН Н. и СТЕКЛАЧ ЛИВИЯ, Некоторые особенности геохимии никеля ультраосновных серпентинизированных пород Румынской Народной Республики	1	135
ПЕТРУЛИАН Н., СТЕКЛАЧ ЛИВИЯ и ОРОВЯНУ ФЛОРИКА, Минералогическое и геохимическое исследование руд месторождения Сэсар (Район Бая-Маре)	1	101
РЭДУЛЕСКУ П. ДАН, К изучению химизма молодых вулканических пород в пределах внутренней зоны Карпатской дуги	2	299
РЭДУЛЕСКУ П. ДАН и ПЭТРОЕСКУ КОНСТАНТИН, К изучению процессов разрушения магматических пород под действием экзогенных агентов. I. Андезиты	3	561
РЭЙЛЯНУ Г., НЕСТЕСЯНУ С. и ДИНКЭ А., Геология района, расположенного между долиной р. Нера и Дунаем	1	7
САВУЛ МИРЧА и БАРБУ АЛЕКСАНДРИНА, Структурно-петрологическое исследование изверженного массива Прикопан	2	257
САВУЛ М. и ПОМЫРЛЯНУ В., Палеогеотермометрическое исследование жильного месторождения гидротермального происхождения Бая-Сприе	2	287
САВУЛ М. и ПОМЫРЛЯНУ В., Предварительные данные о температуре образования кварца на гидротермальном месторождении Сэсар (Бая-Маре)	4	763
САВУЛ М. и ЯНОВИЧ В., Геохимия главных элементов карбонатных пород Румынской Народной Республики	1	121
СТАНЧУ КОНСТАНТИНА, К изучению гидротермальных изменений в андезитовых породах	4	773
ФЛОРЕЙ Н., К изучению миоценовой фауны в районе Зорленцул-Маре (Банат)	4	667
ХАНГАНУ ЕЛИЗАБЕТА, Различные виды рода Valenciennesia, развитые в плиоценовых отложениях, на участке между долинами Теляжена и Праховы	4	639
ШУРАРУ МАРИЯ, Новые формы коралловых в верхнемеловых отложениях бассейна Бород	4	653
ЯНОВИЧ В. и ДЖУШКЭ Д., Новые данные о кристаллическом фундаменте Молдавского и Добруджского плоскогорий	1	153

F 1329

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES

DE

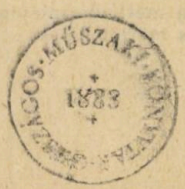
G É O L O G I E

Tome VI 1961

INDEX ALPHABÉTIQUE

	№	Page
AIRINEI ST. et MURGEANU G., Données géophysiques sur la structure du soubassement de la courbure des Carpates orientales	1	171
BĂRBULESCU AURELIA, Contribution à l'étude du Jurassique de la vallée de Tichileşti (district de Hîrşova). Note préliminaire	4	699
BOMBIŢĂ GH., Révisions bio-stratigraphiques dans le Flysch paléogène des Carpates orientales (I)	3	405
BOTEZATU RADU, BĂCIOIU TRAIAN et ANDREI JUSTIN, Relations entre l'anomalie de la pesanteur et la structure géologique de la Dobrogea du nord et des régions limitrophes de la Moldavie méridionale et de la Valachie orientale	1	185
CONTESCU L. et MIHĂILESCU N., Rémarques sédimentologiques sur les dépôts néocrétacés de la vallée de Dobriţa (bassin de la Dîmboviţa)	1	55
CONTESCU R. LORIN, Contribution à l'étude des lithotopes du paléozoïque supérieur des environs de Reşiţa (Banat central)	2	235
CONTESCU L. et MIHĂILESCU N. GH., Etude sédimentologique des dépôts aptiens de Pietroşiţa (vallée de la Ialomiţa)	3	473
DESSILA-CODARCEA MARCELA, Contribution à la stratonomie et à la tectonique des schistes cristallins des Carpates méridionales centrales, à l'ouest de l'Olt	3	553
DUMITRIU M. et DUMITRIU CRISTINA, Analyse d'orientation texturale et de directions de transport des sédiments	4	709
FLOREI N., Nouvelles données sur la faune miocène de Zorlenţul-Mare (Banat)	4	667
GHIURCA VIRGIL, Nouvelles données sur la faune de bryozoaires tortoniens de la «Ţara Chioarului» (Bassin de Baia-Mare). Note préliminaire	4	719
GRIGORAŞ N. et DĂNEŢ T., Contribution à l'étude des schistes verts de la Dobrogea	3	541
HANGANU ELISABETA, Espèces du genre *Valenciennesia* rencontrées dans le Pliocène entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Prahova	4	639
IANOVICI V. et GIUŞCĂ D., Données sur le soubassement cristallin du plateau moldave et de la Dobrogea	1	153
IMREH IOSIF et IMREH GABRIELA, Contribution à l'étude de la genèse de la célestine sédimentaire	2	351
IONESCU FLORIAN, Applications de la méthode micromagnétique à l'étude des roches cristallines des Carpates méridionales	3	601

	№	Page
JIPA DAN, Les calcarénites des Couches de Comarnic : courants, sédimentation, diagénèse	1	27
LITEANU E. et CONSTANTINESCU V., Recherches hydrogéologiques dans la plaine entre la rivière Teleajen et la Valea Sărată	1	75
LITEANU E., PRICĂJAN A. et BALTAC G., Les transgressions du territoire du delta du Danube par la mer Noire au Quaternaire	4	743
MACAROVICI N., Observations stratigraphiques sur la structure Berca — Arbănaşi (relatives aux limites du Dacien, en particulier)	3	387
MANILICI V., ROŞCA L. et APOSTOLESCU RODICA, Contribution à l'étude des feldspaths plagioclases des roches effusives, du secteur Baia-Sprie — Capnic—Bloaja	1	161
MANOLESCU G. et SOARE E., Unité de la nature des courbes de perméabilité relative, par rapport aux phases fluides d'humidivité différente d'un milieu poreux, et possibilité de les mettre sous une forme analytique.	3	619
MARINESCU JOSEFINA, Contribuiton à l'étude de la faune tortonienne du bassin Bahna — Orşova. Gastéropodes. I (Fam. *Fissurellidae*, *Turbinidae*, *Astraea*, *Neritopsidae*, *Turritellidae*, *Architectonicidae*)	3	513
MERCUS D., Contribution à la connaissance de la lithologie des couches de Nadanova	3	437
MURGEANU G., PATRULIUS D., CONTESCU L. et JIPA D., Le Flysch crétacé de la partie méridionale des monts Baraolt	2	219
PANIN N., Sur quelques traces mécaniques et organiques du miocène, au confluent de la Putna et de la Zăbala	1	63
PETRULIAN N., STECLACI LIVIA et OROVEANU FLORICA, Recherches minéralogiques et géochimiques sur la minéralisation de Săsar (région de Baia-Mare)	1	101
PETRULIAN N. et STECLACI LIVIA, Quelques aspects de la géochimie du nickel dans les roches ultrabasiques serpentinisées de la République Populaire Roumaine	1	135
RĂILEANU GR., NĂSTĂSESCU S. et DINCĂ AL., Géologie de la région comprise entre la vallée de la Nera et le Danube	1	7
RĂDULESCU P. DAN, Contribution à la connaissance des propriétés chimiques des roches volcaniques jeunes à l'intérieur de l'arc carpatique	2	299
RĂDULESCU P. DAN et PĂTROESCU CONSTANTIN, Sur le mode d'altération des roches magmatiques sous l'action des agents exogènes. I. Les andésites	3	561
SAVUL M. et IANOVICI V., Géochimie des éléments majeurs des roches carbonatées de la République Populaire Roumaine	1	121
SAVUL MIRCEA et BARBU ALEXANDRINA, Etude et analyse structurale pétrologique du massif éruptif de Pricopan	1	257
SAVUL M. et POMÎRLEANU V., Recherches paléo-géo-thermométriques sur le gisement hydrothermal filonien de Baia-Sprie	2	287
SAVUL M. et POMÎRLEANU V., Données préliminaires sur la température de formation du quartz dans le gisement hydrothermal de Săsar (Baia-Mare)	4	763
STANCIU CONSTANTINA, Nouvelles données sur les transformations hydrothermales des roches andésitiques	4	773
ŞURARU MARIA, Nouvelles formes de Coralliaires dans le Crétacé supérieur du bassin du Borod	4	653
VISARION MARIUS, Contribution de la prospection gravimétrique à la détermination des structures à sel gemme et sels de potassium des dépôts néogènes des Carpates orientales.	3	581



Pentru a vă asigura o ***colecţie completă*** *şi primirea la timp a revistei, reînnoiţi* ***abonamentul*** *dv. pe anul 1962.*

ABONAMENTELE SE FAC LA **OFICIILE POŞTALE**, AGENŢIILE POŞTALE, FACTORII **POŞTALI ŞI** DIFUZORII VOLUNTARI DIN ÎNTREPRINDERI ŞI INSTITUŢII

ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

a apărut:

MONOGRAFIA GEOGRAFICĂ A REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

Vol. II

PARTEA I

Geografia economică pe ramuri

Din cuprins:

Populația
Caracterizarea generală a economiei
Industria
Agricultura
Economia forestieră
Vînătoarea și economia piscicolă
Căile de comunicație și transporturile
Legăturile economice externe ale Republicii Populare Romîne

121